

ENSO与青藏高原春季感热对中国夏季降水的影响

姚 宁¹, 胡 玮²

¹天柱县气象局, 贵州 天柱

²黎平县气象局, 贵州 黎平

收稿日期: 2022年8月21日; 录用日期: 2022年9月22日; 发布日期: 2022年9月30日

摘 要

ENSO事件发生时, 可对全球范围内天气造成影响, 中国是受ENSO影响的第一区域。青藏高原(以下简称高原)热源变化, 导致北半球大气环流变化, 改变中国夏季降水分布。故研究ENSO与高原春季感热共同配置下, 两个因素对中国夏季降水的影响。结果表明, ENSO与高原感热呈不显著负相关。ENSO与高原感热共同作用下合成分析可分成四类。1) 强El Niño与强高原正感热, 合成降水信号不明显。2) 强El Niño与强高原负感热, 江淮-江汉地区显著偏多, 长江流域、东北地区降水偏多; 东南-华南沿海、湖南降水偏少。3) 强La Nina与强高原正感热, 华南地区降水偏多, 在沿海地区降水显著偏多; 四川盆地东南、江淮部分区域降水偏少。4) 强La Nina与强高原负感热, 江淮、华南、华北地区降水偏多; 四川盆地、东北地区、黄淮地区降水偏少。

关键词

ENSO, 青藏高原, 春季感热, 夏季降水

Combined Effects of ENSO and Spring Surface Sensible Heat of the Tibetan Plateau on Summer Precipitation in China

Ning Yao¹, Wei Hu²

¹Tianzhu County Meteorological Bureau, Tianzhu Guizhou

²Liping County Meteorological Bureau, Liping Guizhou

Received: Aug. 21st, 2022; accepted: Sep. 22nd, 2022; published: Sep. 30th, 2022

Abstract

China summer precipitation is remarkably affected by ENSO and spring surface sensible heat.

文章引用: 姚宁, 胡玮. ENSO 与青藏高原春季感热对中国夏季降水的影响[J]. 气候变化研究快报, 2022, 11(5): 853-865.
DOI: 10.12677/ccrl.2022.115089

Based on the sea surface temperature (SST) in Nino3 region and spring surface sensible heat of the Tibetan Plateau (SHTP) from 1979 to 2011, relationship between ENSO and surface sensible heat of the TP and their influences on summer rainfall in China were investigated. The main results indicate that ENSO is negatively correlated with SHTP. The composite analysis can be divided into four types. 1) Under conditions of strong El Nino and strong positive SHTP, the precipitation in China has no significant signals. 2) Background of strong El Nino and strong negative SHTP, the precipitation is more than usual in the district of Jianghuai-Jiangnan, Yangtze Basin, Northeast China, and less in zone of Southeast coastal area, South China, and Hunan province. 3) Combining strong La Nina and strong positive SHTP, abundance precipitation occurs in South China, especially in coastal area, and deficiency precipitation in the region of Jianghuai and Sichuan Basin. 4) Under condition of La Nina and negative SHTP, the precipitation is more in South China, Jianghuai and North China. While, the precipitation is less in the district of northeast China and the area of Huanghuai, Sichuan Basin.

Keywords

ENSO, Tibetan Plateau, Spring Sensible Heat, Summer Precipitation

Copyright © 2022 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

高原是一个平均海拔在 4000 米以上的大地形, 高耸在对流层中部, 以感热、潜热和辐射加热的形式对大气直接加热; 感热是地表与大气热量交换的途径之一, 以春季高原感热为主; 而高原热源对区域和全球大气环流有重要影响, 高原春季感热对于随后的夏季中国江淮地区、华南地区和华北地区降水有比较好的指示意义。高原感热在不同年代背景下, 自身会发生改变, 其异常变化对东亚与南亚区域季风水汽输送结构、夏季降水时空分布的变异有影响, 造成对中国降水发生改变[1]-[6]。

同时, 海温对中国夏季降水影响显著, 所以研究 ENSO 与中国夏季降水科学意义明显。诸多研究表明 ENSO 实质是海温异常, 对西太平洋副热带高压和高原热状况、中高纬度阻塞高压都是多种影响中国汛期旱涝的影响因子产生影响[7] [8] [9]。这两者都可作为其中十分重要的因子, 因此, 分析高原感热、ENSO 对中国夏季降水的共同影响, 为今后预测预报提供重要参考依据。

2. 资料和方法

2.1. 资料

国家气候中心提供 1979~2011 年覆盖中国的 160 个主要站点的夏季逐月降水资料; 来自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的 Nino3 区海温距平序列, 海表面温度逐月资料, 时间跨度为 1978/1979~2011 年, 分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$; ERA-Interim 再分析感热逐月资料, 分辨率 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$; 风场月平均资料, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; 时间跨度均为 1979~2011 年。

2.2. 分析方法

Nino3 区 SST 是赤道东太平洋 SST 变化和 ENSO 的指标。本文使用 NOAA 提供 Nino3 区冬季 SST

距平序列, 去除趋势得到的序列作为 ENSO 指数; 通过提取 1979~2011 年感热资料区域平均处理后得出一个时间序列, 此时间序列距平化, 再减去此距平序列趋势, 得到最后时间序列, 作为感热指数。降水资料以中国 1979~2011 年中国 160 站夏季降水资料, 求所有站点 1979~2011 年降水对应的降水距平, 之后减去所有站点所对应的趋势, 得到的序列作为夏季降水指数。

选取 ENSO 指数强正、负异常, 与高原春季感热强正、负异常年份组成四种共同配置类型, 通过对中国主要 160 站夏季降水、环流场、高度场合成分析, 研究 ENSO 与感热对中国夏季降水的影响大小。

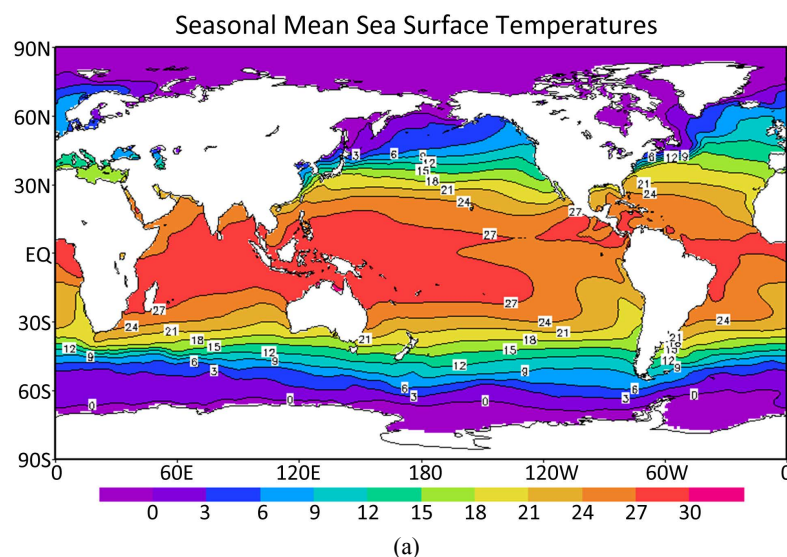
降水资料通过距平化, 去趋势, 得到的降水异常分布进行合成分析, 去除降水自身趋势影响; 环流等要素也做了类似处理。

3. ENSO 以及青藏高原感热分布

3.1. ENSO 与 SSTA 气候态分布

El Niño/Southern Oscillation 两现象的统称为 ENSO。不同研究中, ENSO 有不同强度的划分; 最常见为 ENSO 事件的强度用 Niño 3.4 区($5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{W}$)月平均海表温度异常(Niño 3.4 指数)来表示 [10]。ENSO 有两个相反位相状态, El Nino 为正相态, La Nina 是负相态, El Nino 表示赤道中东太平洋海温显著高于气候平均状态, 而 La Nina 则相反; 不同相态相应的环流系统随着海温偏暖区位置、强度不同而变化。许多研究证实, 中国广大地区的天气和气候受到赤道中东太平洋海温变异严重的影响 [11][12][13]。

图 1(a)可得, 1979~2011 年 SSTA 分布为赤道太平洋西侧有一个暖池, 而赤道西太平洋温度高于赤道东太平洋温度; 海温由赤道向两极减小; 对应的正常沃克环流, 气流上升主要发生在西太平洋地区, 而下沉到赤道东太平洋地区。图 1(b)、图 1(c)都是典型 ENSO 事件发生时的海温距平图; 由图 1(b)可得, 1997 年 El Nino 发生时, 赤道中东太平洋海温异常偏高, 为 ENSO 正(暖)相态; 图 1(c)是 1999 年拉尼娜对应海温距平图, 表现为赤道中东太平洋海温异常偏低, 是 ENSO 的负(冷)相态。发生 ENSO 事件时, 赤道中东太平洋海温异常, 通过海汽相互作用, 致使海上直接大气环流发生改变, 进而使全球非直接系统对其有遥响应, 导致全球天气、气候发生改变。



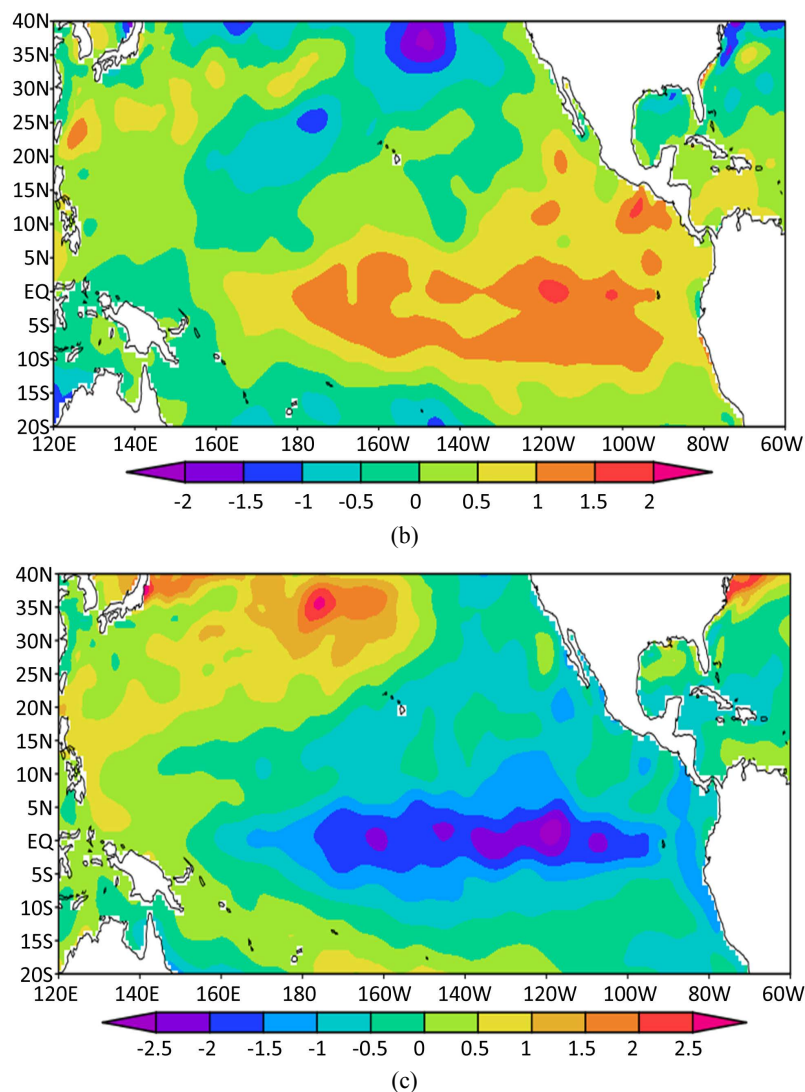


Figure 1. (a) Climatic state of sea surface SST from 1979 to 2011 (unit: °C); (b) El Niño SST anomaly in 1987 (unit: °C); (c) 1999 La Niña SST anomaly (unit: °C)

图 1. (a) 1979~2011 年海表面海温气候态(单位: °C); (b) 1987 年 El Niño 海温距平(单位: °C); (c) 1999 年 La Niña 海温距平(单位: °C)

3.2. 高原感热气候态空间分布

高原是对流层中上层大气, 以及对亚洲甚至全球的天气气候都可产生重要影响, 尤其是对亚洲夏季风的爆发和强度有重要影响; 且高原地面热力异常影响夏季江淮流域持续暴雨强对流天气[14]。研究揭示, 当高原地面感热通量出现异常时, 可引起北半球 100 hPa 高度环流异常, 以及引起全球环流场的响应[15]。由图 2 可得 1979~2011 年气候平均分布, 整个高原地区春季感热主体均是正感热; 最大值 70 Wm^{-2} 出现在 39°N , 95°E 以及 25°N , 101°E , 均对大气有加热作用; 高原感热依据加热作用强弱可以分成四个区域, $25^\circ\text{N}\sim 40^\circ\text{N}$, $73^\circ\text{E}\sim 80^\circ\text{E}$ 、 $5^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E}\sim 96^\circ\text{E}$ 为弱感热区; $30^\circ\text{N}\sim 40^\circ\text{N}$, $81^\circ\text{E}\sim 99^\circ\text{E}$ 、 $25^\circ\text{N}\sim 29^\circ\text{N}$, $99^\circ\text{E}\sim 102^\circ\text{E}$ 为强感热区, 最大感热值出现在 32°N , 83°E 、 38°N , 95°E 、 25°N , 101°E 附近; 高原中部以北和东南部加热强度高于高原其他地区。应注意, 高原热源(包含感热)的气候特征在年代际尺度上有突变性, 所以高原气候态分布会应选取的研究时段不同, 发生改变。

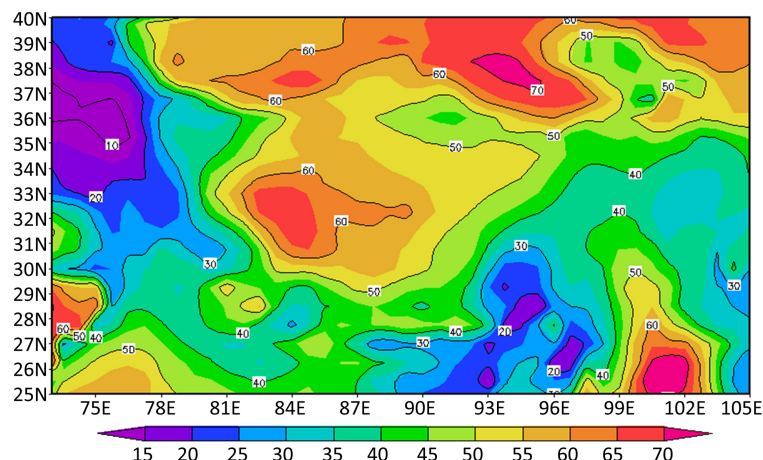


Figure 2. Climatic state of spring sensible heat on the plateau from 1979 to 2011 (Wm^{-2})

图 2. 高原春季感热 1979~2011 年气候态(Wm^{-2})

3.3. ENSO 与高原春季感热的时间序列

本文研究 33 的年际序列, 不考虑 ENSO 年代际变化。并且由图 3 得 ENSO 指数(黑色实线)年际序列曲线波动非常明显, 冬季 Niño3 区的 SST 偏暖的年份里, 1982、1991、1997、2009 年的海温显著偏暖; 1988、1998、2007、2010 都显著偏冷, 选取依据为对应 ENSO 指数序列的 0.6 个标准差。

由感热指数(绿色虚线)时间曲线得, 春季感热指数跳跃性很强, 挑选的标准为感热指数序列的 0.6 个标准差。1986、1995、2006、2008、2009 为强正感热, 1996、1998、2002、2003、2011 为强负感热。但 1979~2011 年 ENSO 与感热线性拟合方程(图略)有不同特征, ENSO 是在 1979~2011 年呈现减弱趋势, 而高原春季感热呈现增加趋势。

ENSO 与高原春季感热, 有一定的相关, 往往大多是 ENSO 正(负)异常对应的是感热(高原春季)负(正)异常, 但相关系数($r = -0.2$)较小, 未能通过信度 90% 检验, 相关性不显著, 在本文的研究中, 将两者视为独立因素; 并且两者的振荡都非常剧烈, 变化幅度也相差很大, 两个指数变化的时间连贯性并不好。

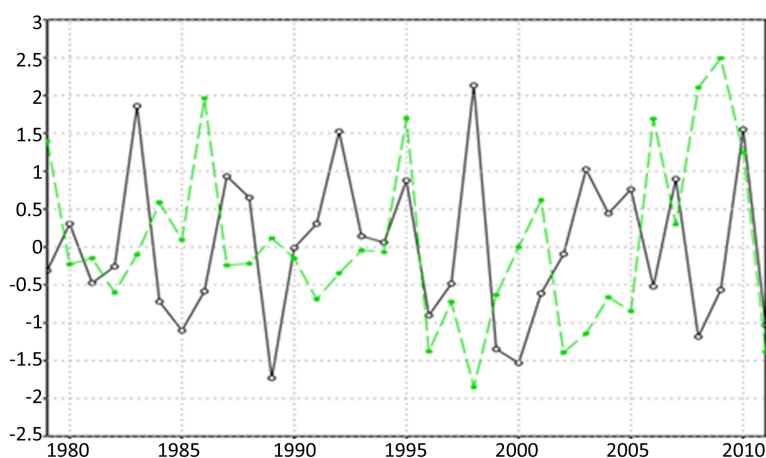


Figure 3. Interannual evolution curve of sensible heat index (green solid dotted line) and ENSO index (black hollow solid line) on the plateau in spring from 1979 to 2011

图 3. 1979~2011 年高原春季感热指数(绿色实心虚线)、ENSO 指数(黑色空心实线)年际演变曲线

4. 非 ENSO 高原感热条件与中国夏季降水的关系

非 ENSO 夏季降水合成分析

能够更好地研究 ENSO 与高原感热相对作用, 将非 ENSO 年与高原感热正负异常组合配置降水合成分析。非 ENSO 正感热条件挑选样本仅 1979 年, 由图 4(a) 可得, 1979 年黄淮、江南-华南、横断山东侧地区出现降水负偏差; 华北北部、江汉地区、西南东部区域出现降水正偏差; 降水负偏差程度最大 $-80 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 出现在江南沿海地区, 正偏差最大出现在贵州以及云南部分地区。以上分析可得, 1979 年是贵州、云南以及华北北部地区降水偏多, 而东北、黄淮、江南-华南地区降水偏少。

非 ENSO 负感热年样本包括 1980、1981、1990、1993, 得合成图 4(b) 得, 江淮、长江-黄河中游之间地区、东北地区北部出现降水正偏差; 而江淮黄淮之间、江南南部-华南-西南、东北南部地区为降水负偏差, 阴影都表示通过 90% 显著性检验。以上分析可得, 非 ENSO 背景负感热, 江南-华南-西南、江淮-黄淮降水偏少, 华南-西南一带信号较强; 四川盆地、江淮、华北北部降水偏多, 四川盆地、华北北部信号较强。正负感热降水合成分布对比, 可以发现, 在江淮-黄淮之间地区、四川盆地、西南地区的夏季降水对正负感热响应相反, 表现为降水偏多偏少地区不同。

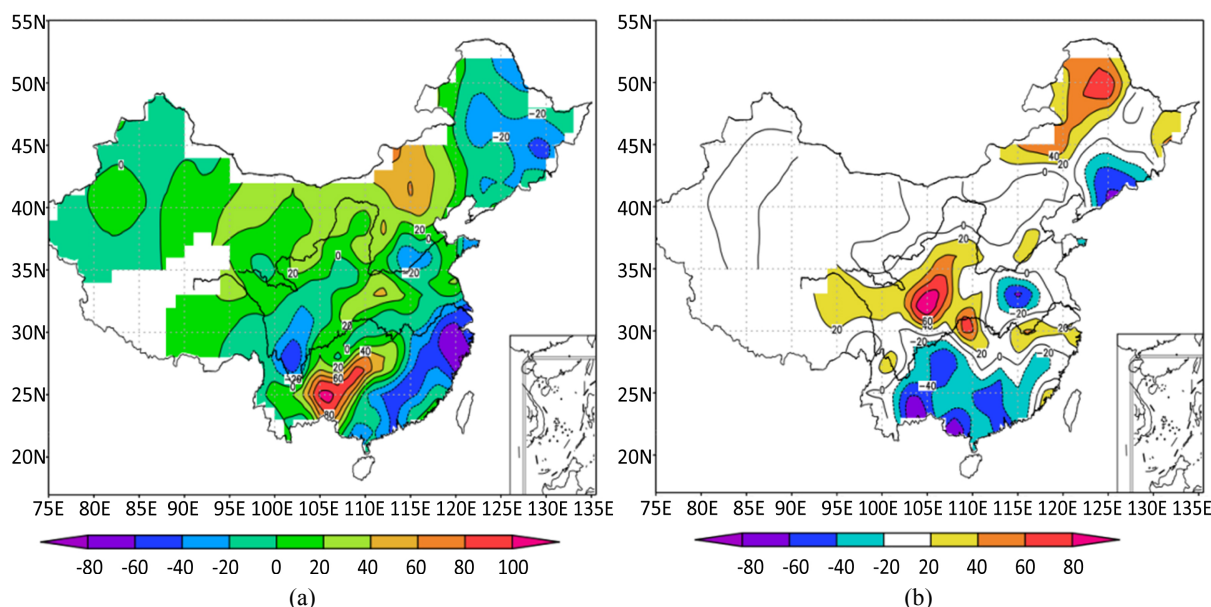


Figure 4. (a) Positive sensible heat on the plateau in spring in non ENSO years (unit: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$); (b) Negative sensible heat on the plateau in spring in non ENSO years (unit: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)

图 4. (a) 非 ENSO 年高原春季正感热(单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$); (b) 非 ENSO 年高原春季负感热(单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)

5. ENSO 与高原感热共同配置下对中国夏季降水的影响

5.1. 合成分类

ENSO 事件有两个相位, 感热也分为正负感热, 研究两因子相对贡献大小, 组合得到四种配置(表 1)。因研究时间较短, 挑选出来样本不充足, 会对合成分析结果有影响, 且不利显著检验的准确度。第 I 类配置 El Nino 与正感热共同强正异常挑选年有: 1995、2010; 第 II 类配置 El Nino 与负感热强异常: 1998、2003、2005; 第 III 类配置 La Nina 与强正感热异常: 2001、2006、2008、2009; 第 IV 类配置 La Nina 与强负感热异常: 1996、1997、2011。

Table 1. Four configurations of ENSO event and heat sensing combination**表 1.** ENSO 事件与感热组合四种配置

第 I 类	第 II 类	第 III 类	第 IV 类
El Nino 正感热	El Nino 负感热	La Nina 正感热	La Nina 负感热
1995 2010	1998 2003 2005	2001 2006 2008 2009	1996 1997 2011

5.2. 第 I 类降水合成分析、环流场合成分析

同正异常合成年降水分布(图略)可得, 总体降水信号不明显, 仅出现在新疆地区; 其他地区降水与 1979~2011 年降水气候态相比, 降水变化不大。其原因有可能, 是样本数量太少; 以及样本与总体降水气候态相比, 无明显异常信号。

因降水信号不明显, 不进行降水分析, 仅分析第一类环流场、高度场合成对应大气环流特征。200 hPa

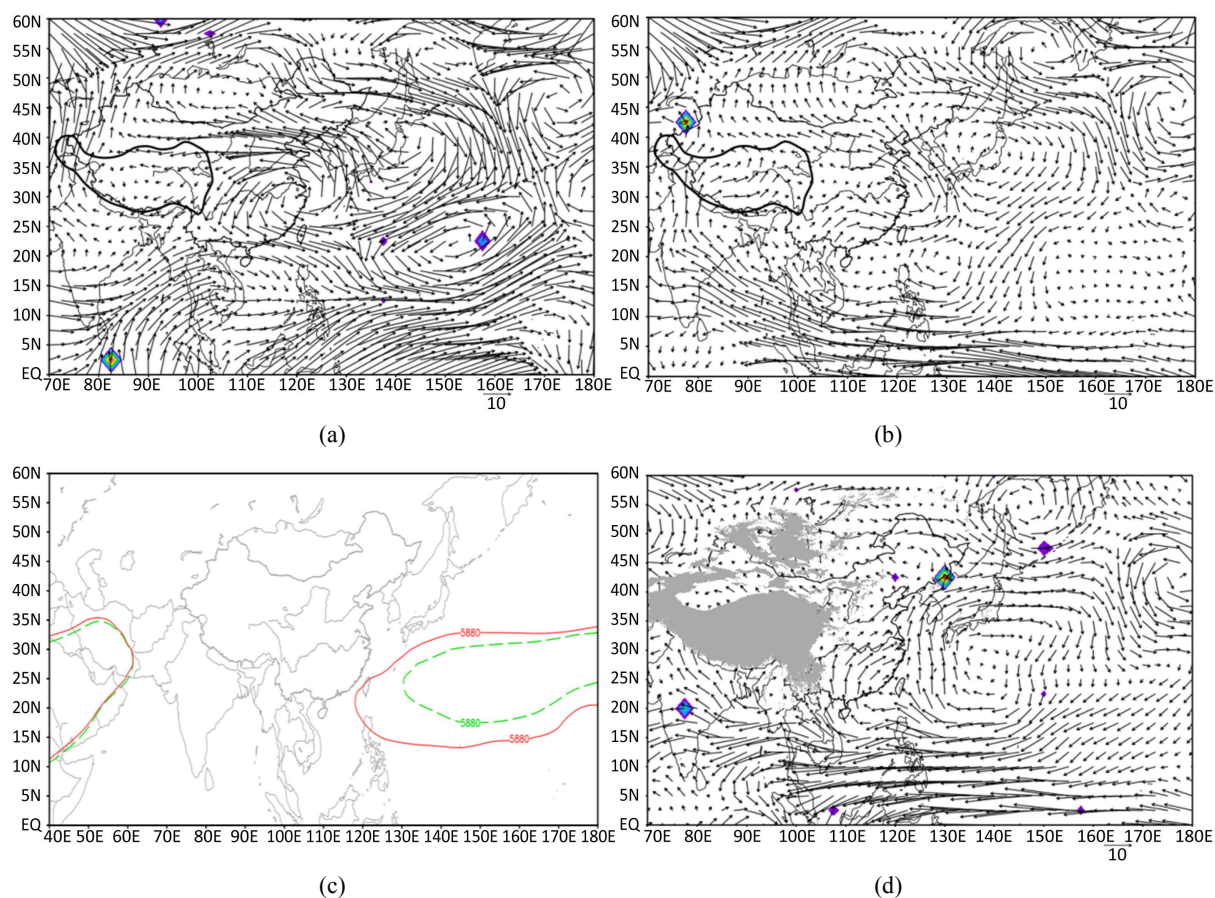


Figure 5. Class I synthetic 200 hPa (a) and 500 hPa (b) anomaly wind field synthetic anomaly distribution; Class I summer 500 hPa (c) height field synthesis (the green dotted line is the 1979~2011 climate average, and the red line is the synthetic 588 dagpm line (unit: dagpm)) and 850 hPa (d) anomaly wind field synthetic anomaly distribution (The flow field value in the figure is magnified by 10 times, and the shaded area passes the 90% confidence test)

图 5. 第 I 类合成 200 hPa (a) 和 500 hPa (b) 距平风场合成异常分布; 第 I 类合成夏季 500 hPa (c) 高度场合成(绿色虚线为 1979~2011 气候平均, 红线为合成 588 dagpm 线(单位: dagpm)) 和 850 hPa (d) 距平风场合成异常分布(图中流场数值放大 10 倍, 阴影区通过 90%置信检验)

高空合成风场距平图 5(a), 中国被东北地区上空反气旋距平环流和东海上空的气旋距平环流控制; 而图 5(c), 表明第 I 类合成, 副高比常年偏西, 但图 5(b)能够更加清晰地看到, 副高被分裂为两个中心, 一个位于在日本海上空, 一个在南海上空, 而江南 - 黄淮上空呈现气旋式距平环流; 相比较, 流场合成能够更细致分析副高对中国整体环流形势控制。由图 5(d)可得, 华南、江南、江淮地区主要东南季风, 华北地区有一个弱的气旋距平环流, 中层环流对应控制系统没有辐散, 无抽吸作用, 总体形势对降水不利。

5.3. 第 II 类降水合成分析、环流场合成分析

ENSO 与高原感热负相关, ENSO 强正异常与负感热强异常共同作用, 降水合成图 6 可得到, 降水正偏差出现在长江流域、江淮 - 黄淮地区、东北地区、华南中部带状分布, 江淮 - 黄淮出现有大于 $120 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的正偏差, 显著偏多; 东南沿海、华南沿海, 江西、湖南、贵州、山西等省出现降水负偏差, 显著偏少仅在上海、福建沿海、湖南。图中阴影区均通过 0.1 置信检验。第 II 类合成降水合成特征是, 江淮 - 江汉地区显著偏多, 可导致洪涝灾害, 长江流域、东北地区降水偏多; 东南 - 华南沿海、湖南降水偏少, 湖南可能出现旱情; 预测降水有一定指示意义。

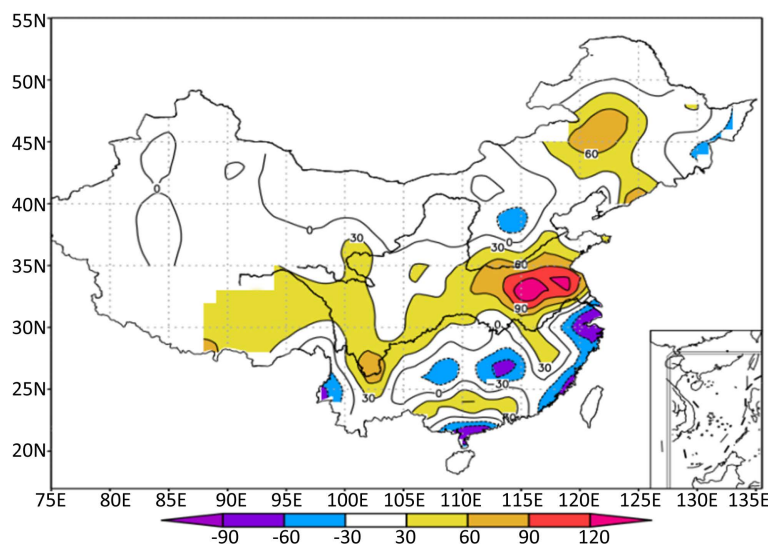


Figure 6. Distribution of synthetic precipitation anomaly under the joint action of strong El Niño and strong negative sensible heat anomaly ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

图 6. 强 El Niño 与感热强负异常共同作用下合成降水异常分布($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

由图 7(a)知对应 200 hPa 环流合成场, 中国被朝鲜上空气旋距平环流和中心在 28°N 上的反气旋距平环流控制。长江、黄河上空是北侧气旋环流的底部, 南侧反气旋环流顶部, 均为西风, 两者叠加, 使气流辐散更快。由 500 hPa 高度场合成图 7(c)可得, 副高位置偏西、偏南, 有利水汽输送, 对降水有利; 再看 500 hPa 环流合成分析图 7(b)知, 副热带高压中心应在台湾岛上空, 江淮 - 黄淮位于东北上空气旋距平环流和副高北侧西风区, 两个系统的风速重合有利气流辐散, 也是长江以南副高脊线以北, 有利气流上升运动; 对应 850 hPa 环流距平合成图 7(d)知, 中国东部有西南风距平, 且在江淮 - 黄淮有风速和风向辐合, 与高空辐散配合, 抽吸作用加强低层气流垂直上升运动, 有利水汽辐合上升, 与地面降水合成异常分布相符, 且通过 0.1 的置信检验。而东北地区降水正偏差出现原因与江淮上空相似, 水汽由日本海上空气旋距平环流提供, 不在赘述。

长江以南降水偏少主要由副热带高压控制, 脊线以南是下沉气流, 不利降水; 华北局部降水偏少, 因 850 hPa 流场距平合成图 7(d)无辐合, 对应中高层无辐散, 高低空配置无抽吸作用。

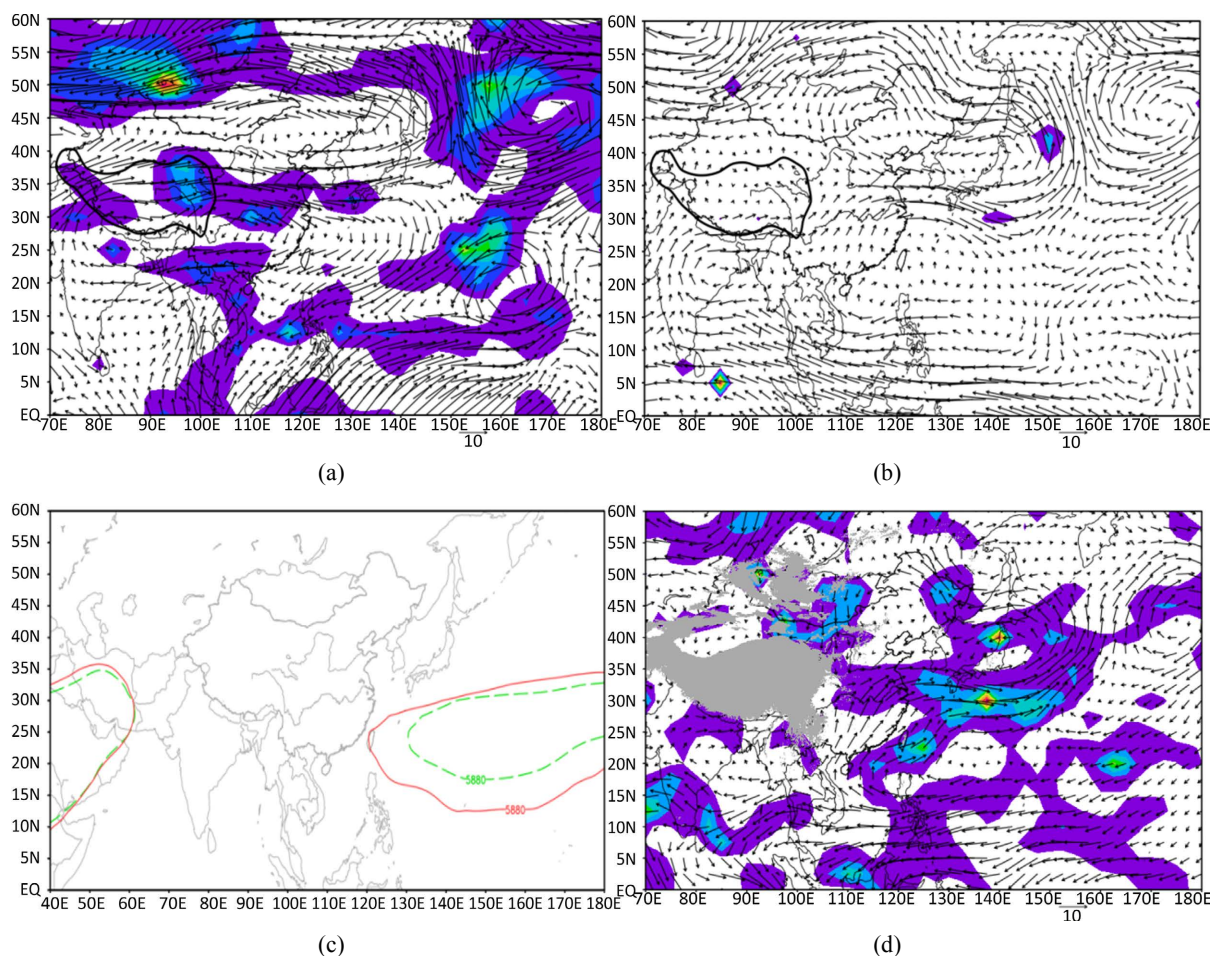


Figure 7. Class II synthetic abnormal distribution of 200 hPa (a) and 500 hPa (b) anomaly wind field; Class II summer 500 hPa height (c) field synthesis (Same as **Figure 5**) and Class II synthetic 850 hPa (d) anomaly wind field synthetic anomaly distribution

图 7. 第二类合成 200 hPa (a)和 500 hPa (b)距平风场合成异常分布; 第二类合成夏季 500 hPa (c)高度场合成(同图 5)和第二类合成 850 hPa (d)距平风场合成异常分布

5.4. 第 III 类降水合成分析、环流场合成分析

La Nina 与正感热共同作用下, 异常分布图 8 降水信号较少, 在发生异常区域程度显著; 负信号出现在主要集中长江四川盆地东南、江淮部分地区, 正信号出现华南地区, 阴影区通过 0.1 置信检验。得出: 黄河以北降水信号不明显, 说明在第 III 类降水合成, 这些地区与 1977~2011 年降水气候态没有明显差异。华南地区降水偏多, 在沿海地区降水可能造成涝情; 四川盆地东南、江淮部分地区降水偏少, 出现旱情。两者共同作用下, 降水异常发生在黄河以南, 呈现两端化。

分析对应环流场, 由图 9(a)可知 200 hPa 长江以南是气旋距平环流, 青藏高原控制长江以北、华北地区; 平东北地区被异常气旋式环流控制, 长江上空有反气旋。由图 9(c)可得, 500 hPa 高度场没有明显信号, 由图 9(b)可知 500 hPa 副热带高压分裂成两个, 一个位于黄海上空, 另一个位于 150°E 上空, 对中国降水影响大的系统是中心位于黄海上空; 长江以南为气旋距平环流与黄海上空副热带高压共同控制, 在气旋距平环流顶部气流与黄海上副高东南气流叠加, 有利低层流场辐散。由图 9(d)得 850 hPa 距平环流场与大体相同, 副高分裂为两个中心, 黄海上空的副高与华南地区气旋式距平环流叠加, 气旋有利于水汽辐合上升; 而黄河 - 长江没有明显环流形势。降水需满足两个条件: 水汽、垂直速度, 没有水汽输送来

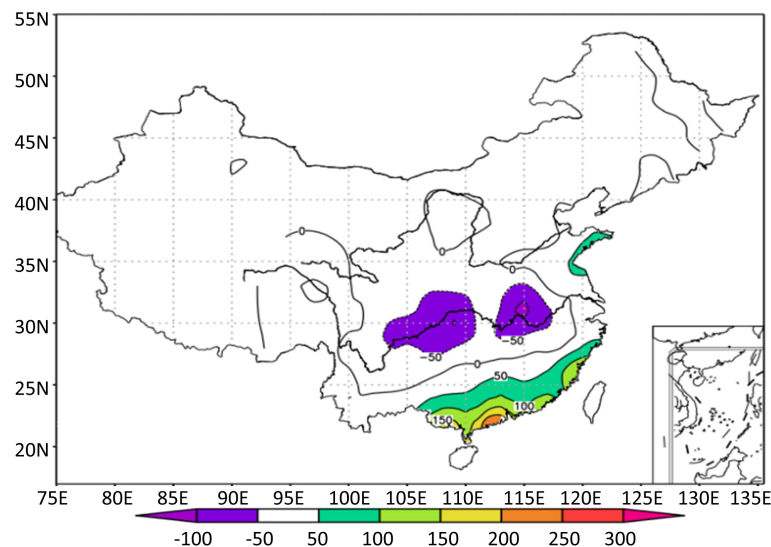


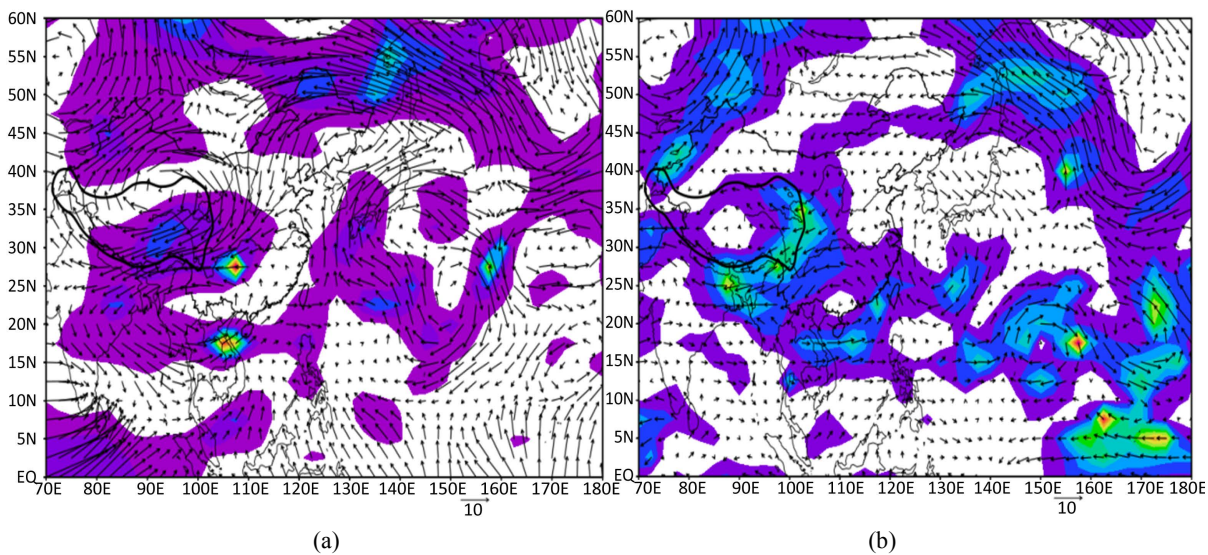
Figure 8. Distribution of synthetic precipitation anomaly under the joint action of strong La Nina and strong positive sensible heat anomaly ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)
图 8. 强 La Nina 与感热强正异常共同作用下合成降水异常分布($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)

源, 水汽含量没有达到饱和比小于等于-4 的条件, 降水偏少。而华南地区降水, 因是低层气旋系统控制, 水汽辐合上升, 及高空偏东急流, 促进低层垂直上升运动, 有利降水发生。

5.5. 第 IV 类降水合成分析、环流场合成分析

La Nina 与感热负异常配置时, 降水合成异常分布图 10, 江淮地区、华南地区、华北的东北部、东北北部地区有降水正偏差, 最显著区域为江淮地区; 四川盆地、黄淮部分、东北地区南部等地有降水负信号, 最显著区域为四川盆地上, 黄淮地区。相较 1979~2011 年气候平均, 降水异常分布是江淮地区降水偏多, 最大正偏差大于 $120 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 华南、华北正常偏多, 洪涝预防; 四川盆地、东北地区、黄淮地区降水偏少, 四川盆地东部、山西省显著偏少, 最大负偏差为 $-90 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 有旱情发生。

分析相应的环流, 中国大部分地区图 11(a)得 200 hPa 流场为气旋环流, 表明, 南亚高压减弱; 反气旋式距平环流控制东北地区, 40°N 以南为气旋式距平环流控制, 东海上空为气旋式距平系统, 长江以北、黄河



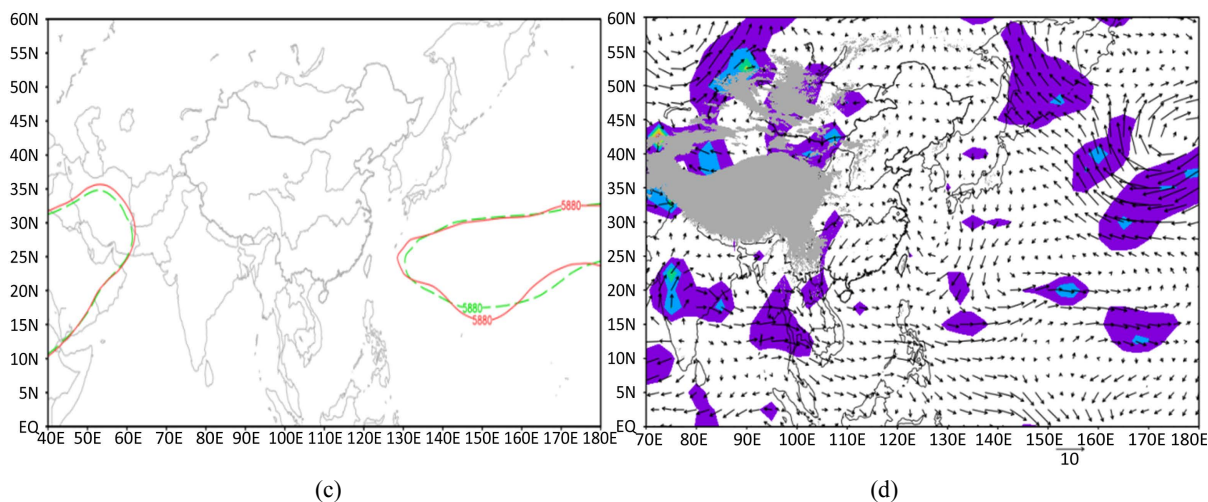


Figure 9. Class III synthetic abnormal distribution of 200 hPa (a) and 500 hPa (b) anomaly wind field; Class III summer 500 hPa height field synthesis (c) (Same as **Figure 5**) and 850 hPa (d) anomaly wind field synthetic anomaly distribution

图 9. 第三类合成 200 hPa (a)和 500 hPa (b)距平风场合成异常分布; 第三类合成夏季 500 hPa 高度场合成(c) (同图 5) 和 850 hPa (d)距平风场合成异常分布

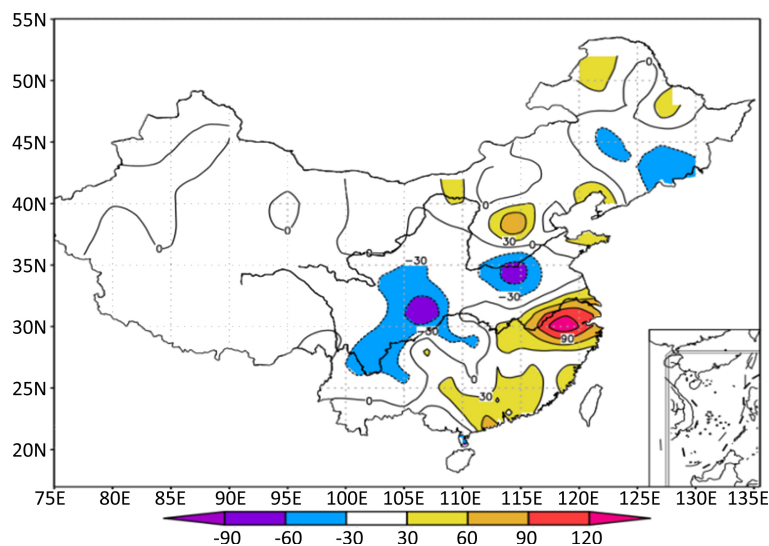


Figure 10. Distribution of synthetic precipitation anomaly under the joint action of strong La Nina and strong negative sensible heat anomaly ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)

图 10. 强 La Nina 与感热强负异常共同作用下合成降水异常分布 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)

以南是三个系统共同作用的东风叠加区, 急流有利气流辐散。500 hPa 高度场合成图 11(c)分析得, 副高略减弱, 副高脊点位置偏东, 经度基本无变化。由 500 hPa 环流合成图 11(b)可得, 中国东部地区处在气旋距平环流控制下, 东北上空是反气旋式环流, 与日本海上的副高的东风相互叠加, 黄河流域上空为东北地区反气旋系统与长江以南的副高北侧东风叠加区, 使得两侧气流加速流动, 有辐散作用; 华南地区是在气旋底部, 风速较大, 有助气流辐散; 由图 11(d)得, 850 hPa 气旋距平环流控制黄河以南地区, 江淮上空有一气旋系统, 西南风距平控制江南东部沿海, 势达江淮, 并在此辐合上升, 西南风距平与南海上空反气旋系统西南风叠加, 输送水汽强, 气旋槽前西南风距平可信度高, 通过 0.1 置信检验; 华北东部 - 东北西部呈现弱的反气旋距平。综合分析可以看到, 江南上空中高层辐散与低层辐合配置, 有利降水, 所以江淮 - 江南降水偏多。

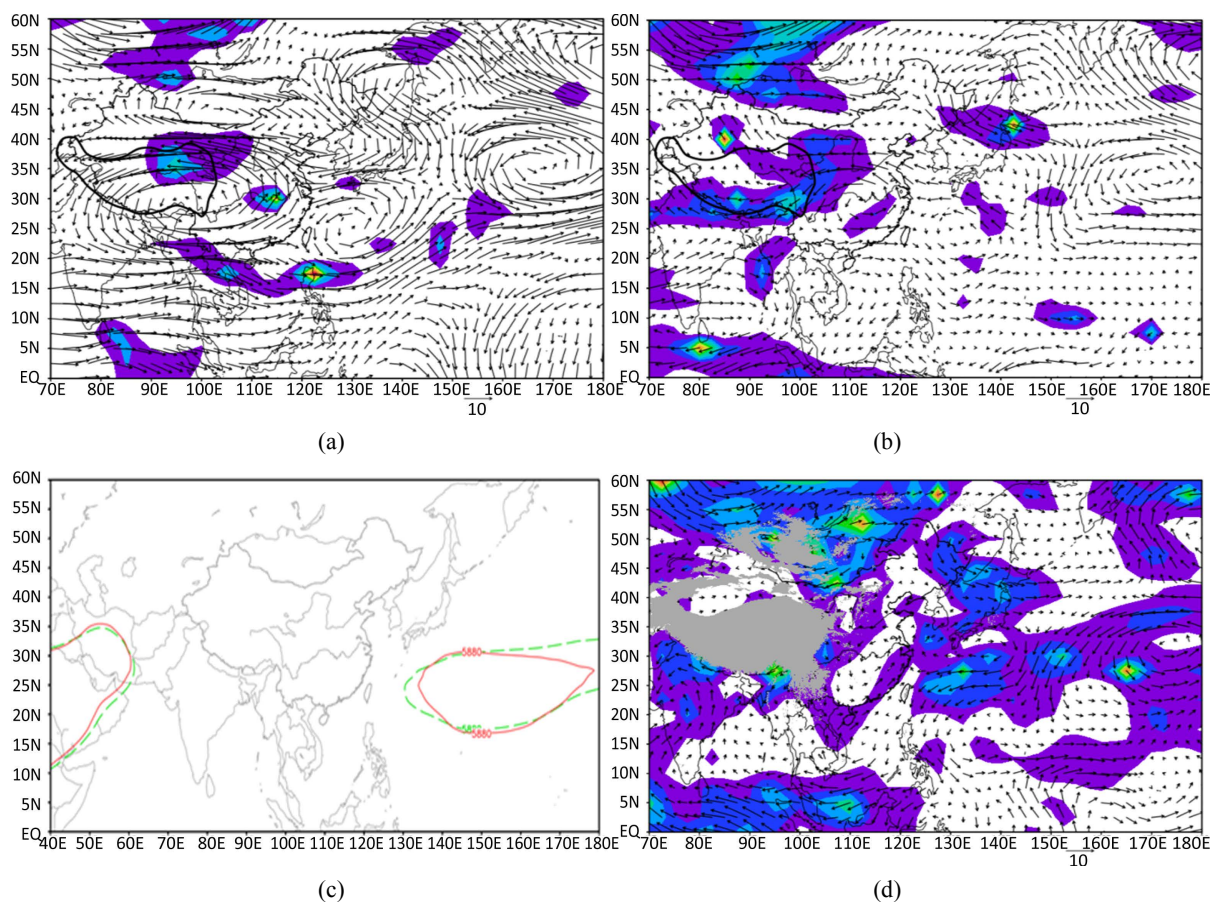


Figure 11. Class IV synthetic 200 hPa (a) and 500 hPa (b) anomaly wind field synthetic anomaly distribution; Class IV summer 500 hPa height field synthesis (c) (Same as Figure 5) and 850 hPa (d) anomaly wind field synthetic anomaly distribution

图 11. 第四类合成 200 hPa (a) 和 500 hPa (b) 距平风场合成异常分布; 第四类合成夏季 500 hPa 高度场合成 (c) (同图 5) 和 850 hPa (d) 距平风场合成异常分布

6. 结论

1) ENSO 与高原春季感热, 有一定的相关性, 是 ENSO 正(负)异常对应的是感热(高原春季)负(正)异常, 但相关系数($= -0.2$)较小, 未能通过信度 90% 检验, 相关性不显著。

2) 非 ENSO 年, 正负感热对中国夏季降水影响不一样。正感热年降水仅一年, 1997 年是贵州云南以及华北北部降水偏多, 而东北、黄淮、江南 - 华南地区降水偏少; 正感热年, 降水特征为: 非 ENSO 背景负感热, 江南 - 华南 - 西南、江淮 - 黄淮降水偏少, 华南 - 西南一带信号较强; 四川盆地、江淮、华北北部降水偏多, 四川盆地、华北北部信号较强。

3) ENSO 与高原感热共同作用下, 二者配置合成作用不能简单地划分为加强和减弱作用。具体为: 第一类合成: 没有明显降水信号。第二类合成: 江淮 - 江汉地区显著偏多, 可导致洪涝灾害; 东南 - 华南沿海、湖南降水偏少, 湖南可能出现旱情。第三类合成: 华北、西南、河套、华北、东北地区降水信号不明显; 华南地区降水偏多; 四川盆地东南、江淮部分区域降水偏少。第四类合成: 华南、华北正常偏多; 四川盆地东部、山西省显著偏少, 最大负偏差为 $-90 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

本文研究所得出结论对预测预报降水具有一定的指示意义, 但做了相关分析和合成分析, 没有研究三者偏相关关系, 由于研究时间较短, 能挑选出来符合条件的年份较少, 检验置信水平还不够高, 今后

还有诸多空间可以进一步研究。

参考文献

- [1] Flohn, H. (1957) Large-Scale Aspects of the Summer Monsoon in South and East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **35**, 180-186. https://doi.org/10.2151/jmsj1923.35A.0_180
- [2] 阳坤, 郭晓峰, 武炳义. 青藏高原地表感热通量的近期变化趋势[J]. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(7): 923-932.
- [3] Wang, M.R., Zhou, S.W. and Duan, A.M. (2012) Trend in the Atmospheric Heat Source over the Central and Eastern Tibetan Plateau during Recent Decades: Comparison of Observation and Reanalysis Data. *Chinese Science Bulletin*, **57**, 548-557. <https://doi.org/10.1007/s11434-011-4838-8>
- [4] 顾思南, 刘建勇, 房佳蓓. 青藏高原干热通量的变化及与江淮流域降水异常的关系[J]. 气象科技, 2015, 35(3): 304-311.
- [5] 朱玉祥, 徐怀刚, 丁一汇. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系[J]. 气象学报, 2007, 65(6): 945-958.
- [6] 徐祥德, 施晓晖, 赵天良, 等. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用[J]. 气象学报, 2015, 73(1): 20-35.
- [7] 刘颖, 倪允琪. ENSO 对亚洲夏季风环流和中国夏季降水影响的诊断研究[J]. 气象学报, 1998, 56(6): 681-691.
- [8] 金祖辉, 陶诗言. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究[J]. 大气科学, 1999, 23(6): 663-671.
- [9] 赵亮, 王成林, 等. ENSO 年东亚夏季风异常对中国江、淮流域夏季降水的影响[J]. 热带科学报, 2006, 22(4): 360-366.
- [10] Smith, T.M. and Reynolds, R. (2004) Improved Extended Reconstruction of SST (1854~1997). *Journal of Climate*, **17**, 2466-2477. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2466:IEROS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2466:IEROS>2.0.CO;2)
- [11] 李长青, 张键. ENSO 事件对中国东部降水的影响研究[J]. 首都师范大学学报(自然科学版), 2002, 23(4): 72-78.
- [12] 游泳, 郭品文, 廖勇, 等. ENSO 与中国东部地区夏季降水相关性年代际变化特征[J]. 气象科技, 2005, 33(2): 142-146.
- [13] 宗海锋, 陈烈庭, 张庆云. ENSO 与中国夏季降水年际变化关系的不稳定性特征[J]. 大气科学, 2010, 34(1): 184-192.
- [14] 章基嘉, 李维京, 徐祥德, 等. 1991 年江淮暴雨期间环流异常的动力延伸预报试验[J]. 气象学报, 1994, 52(2): 180-186.
- [15] 李栋梁, 季国良, 吕兰芝, 等. 青藏高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常的影响[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(1): 60-70.