

摘 要

本文采用海温资料和 NCEP/NCAR 再分析的海平面气压场(SLP)、高度场、风场等资料,利用 EOF、SVD、相关分析和合成分析方法,重点研究了黑潮海温异常的机制及其对我国夏季降水的影响。

对与黑潮海温异常变化关系密切的风场关键区及两者的相互关系研究表明:黑潮本身的风场和其源地北赤道流海域的风场异常对黑潮海温的影响仅限于同期及海温滞后 1 到 2 个月,而能持续影响黑潮海温异常的经向风场的关键区出现在赤道西太平洋(140-160E, 5S-5N),纬向的关键区则在赤道中太平洋(160E-150W, 5S-5N),且纬向关键区的强度和范围均大于经向,两者对黑潮海温的影响均能持续六个月左右。

考虑到赤道中太平洋风场异常与 El-Nino 及 La-Nina 事件关系密切,进一步的研究证实 El-Nino 及 La-Nina 事件与黑潮海温异常有着密切的关系。海温变化主要分为三个阶段:El-Nino (La-Nina) 当年 11 月份-次年 5 月份黑潮海温正(负)异常;次年 6-7 月份出现反复;从 8 月份开始起重新建立正(负)异常。分析还显示影响黑潮海温异常的主要机制有:由赤道中太平洋西风异常而产生的 PEA 遥相关、夏季太阳辐射的加强、低纬向高纬暖水输送的增加及黑潮自身海表水的辐合。

最后分析了黑潮海温与夏季东亚大气环流及我国降水的时滞关系,发现:当前冬黑潮区域海温异常偏高时,后期夏季亚洲低压的强度减弱,西北太平洋副热带高压强度加强,而且位置西伸、偏北,梅雨锋位置偏南,长江中下游地区降水偏多,北太平洋冬季海域的海温分布呈+、-、+趋势(顺序为赤道中东太平洋、西北太平洋、我国近海);反之亦然。

关键词 黑潮 风应力 ENSO 热通量 PEA 遥相关 夏季风。

RESEARCH ON RELATIONSHIP BETWEEN WIND STRESS ANOMALIES IN THE TROPICAL PACAFIC AND SSTA IN KUROSHIO REGION

Abstract The chief content of this article concludes three parts. Among it, the research of third chapter involve; use extended SVD and Correlation analyse between NCEP wind stress data in Pacific and SST field of kuroshio nearly 50 years show that there are distinctly positive correlativity between lagging SST of kuroshio and zonal wind field in tropical Pacific region. The best correlation occasion is on sst of kuroshio lagging for 5-9 month. The well correlation times persist for about six months and the incidence level is reach or pass 0.01. The meridional wind field which persistly impacting on sst in kuroshio region is near the west tropical Pacific. the result also behave as distinctly positive correlativity. Afterwards we investigate the relationship between sst in kuroshio region and Ninoc-4 region and integrate the front conclusion. As a result, It display that the sst in kuroshio region persists for positive relevance during the course of El-Nino and inversely during the course of La-Nina. Subsequently the synthetic fields of kuroshio region's SSTA in El-Nino and La-Nina years have proved the front outcome. Finally the article discusses the physical mechanism of meridional and zonal wind field's effect on sst in kuroshio region and think that justly the adjustment of macro- dimension wind field connects the two facts.

Study content of the forth chapter goes forward. Firstly we choose those El-Nino or La-Nina years which is excited by the westerly abnormity in the equatorial mid-Pacific Ocean. We make sure that the characters of kuroshio SSTA in those years are similar to the years of all the El-Nino or La-Nina used in the upper section. Followed this, we try to find the variety reason of kuroshio's SSTA and the physical mechanism connects sst change of kuroshio and wind field in the equatorial mid-Pacific Ocean. Our conclusion is: during the course of the Nov in El-Nino year (start from the westerly anomalous) to Apr of next year, it is just the intensity of east Asian monsoon that influents the sst variety in kuroshio region. the heat flux is the bridge links the two facts. And the gene which affects winter monsoon is the PEA circumfluence. It also explain that the correlation between SSTA of kuroshio and the change of wind field in equatorial mid-Pacific is results of air-sea interaction; However, when time comes into summer, the instance status of ocean is different from the last winter to next early springtime, the sea surface temperature turn into the definitive factor, So the increase of heat flux in May to Jun month which is realized by absorbing more heat from the sun radiation results in the decrease of sst in kuroshio in the season of Jun-Jul. Finally, During the Aug to Dec season of next year, the sst of kuroshio is increasing again. it dues to the surface seawater's convergence in itself region.

In the last chapter, we mostly investigate the relations among winter SSTA in kuroshio region and the East Asia summer monsoon, atmosphere circumfluence and the summer precipitation in China of the subsequent year. The study gets something significative (omitted here).

Keywords Kuroshio Wind stress ENSO Heat flux PEA Summer Monsoon

第一章 引言

1.1 黑潮简介

黑潮是北太平洋里一支强大的西边界流, 由于地转效应, 在北太平洋风应力场的支持下, 北赤道流沿菲律宾以东北上并得到加强, 在台湾东南海域形成黑潮, 而后从台湾以东继续北上, 沿中国东部陆架外缘前进, 从吐噶喇海峡进入日本南方海域, 沿日本列岛南海区流向东北。黑潮从它的源头, 从太平洋的低纬度海域流向高纬度, 南北方向的范围约为北纬 $20^{\circ} - 36^{\circ}$, 而东西方向的范围大致为东经 $110^{\circ} - 165^{\circ}$, 流经东海和日本南海区。行程 4000 多公里, 如果加上黑潮续流, 全程约 6000 公里。

其实, 黑潮的水并不黑, 甚至比一般海水更清澈透明。这是因为黑潮水质极少杂质, 能见度达 30—40 米深。不过, 当太阳的散射光照射到黑潮海面时, 水分子偏重于散射蓝光波, 其他光波如红、黄等色为长波, 被水分子吸收。所以, 当人们从上往下看海水时, 海水成了蓝黑色。这样, 人们就习惯地称它为“黑潮”, 以区别于其他的一般海水。

黑潮与墨西哥湾流齐名为世界瞩目的两支强边界流, 以流速强、流量大、流幅狭窄、流路远长和深度大而著称, 具有高温、高盐、透明度大和水色深蓝等特点。黑潮区域的感热、潜热通量很大, 净热量释放是全球海洋中最人的, 这种热量释放向北半球大气输送了大量的能量, 在日本东南, 黑潮最大速度可达 $1.5 \sim 2 \text{ m/s}^{[1]}$ 。黑潮海区作为太平洋海-气相互作用的活跃区, 将大量的热量从较低纬区向较高纬区输送。根据我国学者关于黑潮对我国气候影响的研究结果表明^[2], 黑潮海区表层海温变化以及感热和潜热交换与我国沿海地区、长江中下游流域及菲律宾群岛的降水、西太平洋副高、青藏高压的环流调整均有密切联系, 也和西北太平洋热带气旋的发生频数和路径趋势有关。因此研究黑潮海域海温异常是十分有意义和必要的。

1.2 黑潮区域研究成果概述

1.2.1 黑潮自身物理特征的研究

黑潮本身是太平洋中的暖洋流, 所以, 国内的海洋学家们对黑潮自身的一些物理特征如海温、流量、流幅、路径等作了详细的研究。孙湘平^[3]对黑潮流系中的重要部分—东海黑潮作了研究, 得出: 东海黑潮的表层流轴具有显著的季节变化, 并以台湾东北海域流轴季节变异最为复杂。而且从东海东、西两侧气象要素的分析对比看出, 黑潮对东海气候的某些特征影响是显著的。以后, 袁耀初等人^[4]研究了 1997—1998 年东海黑潮的变异, 发现东海黑潮在 1998 年也出现异常现象。即黑潮通过 PN 断面的流量夏季时较小, 而春季时则最大, 并指出这可能是与冲绳岛以南出现的反气旋涡的强度变化以及从厄尔尼诺现象过渡到拉尼娜现象时期有关。许东峰等人^[5]通过数值模拟, 得出在台湾以东黑潮明显地分为主流及东分支: 主流穿过苏澳海脊进入东海, 东分支则流向琉球群岛以东海域。但是, 在 1997 年强厄尔尼诺现象时期, 7 月和 12 月都未发现存在黑潮的这个东分支流向琉球群岛以东海域^[6-7]。这表明, 在台湾以东海域黑潮存在两种不同的流态。袁耀初等人^[8-9]指出, 在台湾以

东黑潮存在上述两种不同流态是与黑潮邻近海域存在的气旋式涡、反气旋式涡强度及其相对位置密切相关的。王惠群等人^[10]的计算结果都表明,黑潮的最大流速总是出现在东海海区南部最大的地形坡度处。郭炳火等人^[11]指出东海黑潮锋面涡旋在陆架水与黑潮水的交换中起着十分重要的作用。对于整个东海陆架边缘,锋面涡作用可使大量的陆架混合水卷入黑潮。有关研究还指出:黑潮以东及以下都存在南向逆流,地形变化是造成南向逆流的原因之一^[12];Liu 等人^[13]通过实测流及水文资料也指出在台湾岛以东海域、兰屿东南存在逆流,并认为造成这支逆流的主要原因是地形变化的影响。关于海温的研究主要有:赵振国^[14]指出:1951 年以来,黑潮区海温经历了三个上升期和二个下降期,经历了三个年代际变化周期,黑潮区海温最明显的变化周期为 33.6 个月,其次是 74.0 个月和 18.0 个月的周期。李永康^[15]研究发现:黑潮区平均海温从 4 月开始逐月上升,8 月达到全年最高,9 月开始下降,最低在 2、3 月,海温全年各月均方差较小,经向海温梯度冬季超过夏季。

1. 2. 2 黑潮异常与 El-Nino(La-Nina)事件的关系

Yuan^[16]等人认为,1997 年强厄尔尼诺期间台湾以东黑潮的强度与流量都明显减少;此外,1997 年最强厄尔尼诺期间黑潮的路径与往常不同^[17]。潘华盛^[18]研究了厄尔尼诺与黑潮的海温关系,认为在 El-Nino 持续期间,黑潮海区维持冷水,黑潮海温的变化总是先与 El-Nino 变化,而且呈反位相关系。李坤平等^[19]对 81~83 年黑潮弯曲和 El Nino 事件进行分析后认为:10°-20° N 海区的风场变化不仅对黑潮大弯曲有直接影响,而且也是判断这次 El-Nino 事件爆发的重要依据,从而把黑潮弯曲和 El-Nino 事件紧密联系起来。陈烈庭^[20]分析了东海黑潮与东太平洋赤道海区水温的关系,指出,影响模式为:东太平洋赤道海区水温异常-北赤道流区海温异常-太平洋副高异常-东海黑潮异常,并认为若赤道东太平洋海区为暖水年,次年黑潮流轴极易向西摆动。袁耀初还发现 1997 年强 El-Nino 期间台湾以东黑潮的强度与流量都明显地减少,最强 El-Nino 期间黑潮在台湾东南的位置要比任何航次都要远离台湾岛,并且还发现在此期间黑潮没有分支入侵南海。还有学者^[21]研究了厄尔尼诺现象与东海黑潮区及其邻近海域水文结构和环流的变异,得出了一些有意义的结论。

1. 2. 3 黑潮区域异常与我国降水的关系

由于黑潮区域的特殊特征,其放热量及海温的异常会对我国东部地区的降水产生重要影响。丁良模^[22]研究了黑潮关键区的海面放热量对长江地区梅雨降水的影响,得出:黑潮关键区的海面放热量对长江地区 6、7 月间的梅雨降水有一定的影响,长江地区五个测站的拟合率为 9/20-13/20,海面放热量对均匀型梅雨降水影响较大。陈锦年^[23]研究了青岛夏季降水与副高及黑潮海域海气热交换量之间的定性关系,把青岛夏季降水与黑潮海域的海气热交换状况联系起来。曲维政等^[24]研究了黑潮区海温异常分布与夏季 7 月黄河中下游地区的洪涝的关系,得出:有利于我国黄河中下游地区偏涝的环流形势及海温场分布情况为:鄂霍次克海附近存在阻塞高压,乌拉尔山脊稳定,副热带高压位置异常偏北;黑潮海域海面水温在副热带高压平均脊线以北为正距平。以南为负距平。李永康^[25]对黑潮海温与我国

汛期降水及东亚高空流场的关系作了统计分析,得出:我国汛期(5—8月)降水与前期1至4月黑潮海温存在遥相关,相关场形势大体呈纬向分布,且各月基本一致。徐海明^[26]分析得出:华南夏季降水与前期冬季1月的黑潮海温存在显著的负相关,冬季1月黑潮异常增暖有利于华南夏季干旱的产生,而异常偏冷则有利于洪涝的产生。余曼平^[27]研究了黑潮暖流与洞庭湖区汛期降水和洪涝的关系,并指出:黑潮暖流与洞庭湖区汛期降水和洪涝有着十分密切的关系。黑潮暖流对洞庭湖区汛期降水的影响,主要是通过影响东亚大气环流,特别是影响西太平洋副高而使得洞庭湖区汛期降水异常。同时,黑潮暖流区海温与洞庭湖区汛期降水有着较好的正相关关系。殷永红等^[28]对江淮流域夏季降水异常及与全球中低纬海温异常关系进行了诊断研究,指出:前冬各关键区海温异常对亚洲夏季风环流的影响特征为:当前期冬季赤道印度洋、黑潮、赤道大西洋和热带东太平洋海表温度异常升高(降低),印度西南季风和东亚热带辐合带减弱(加强),副热带高压位置偏南(北),副热带辐合带加强(减弱),长江流域易发生洪涝(干旱),相关显著性表明,前冬赤道印度洋和黑期区的海温异常对中国夏季长江流域降水的影响更为显著。

1. 2. 4 黑潮区域的海气相互作用研究

随着海气相互作用研究越来越受到重视,黑潮海域不再被单纯的看作是一个海洋洋流,许多气象学家及海洋学家纷纷对黑潮海域的海气关系进行了研究。赵永平及 G. A. McBean^[29]对黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响进行了分析,得出:冬半年黑潮海域海洋异常加热主要影响后期夏半年加拿大东部低压和北美低纬低压倒槽及次年冬半年西欧低压和乌拉尔山以东高压;夏半年黑潮海域海洋异常加热主要影响后期冬半年北大西洋高压和冬春季中国东北至日本南部气压场及次年夏半年北美低纬低压倒槽。方之芳等^[30]冬季大气环流对北太平洋海冰和黑潮暖流海温的强迫作用,得出:WP型强迫作用于黑潮暖流区的海温,且海温滞后大气一个月。朱伟军、孙照渤^[31]指出:冬季黑潮区域海温正异常时,风暴轴和急流均明显北移,并且风暴轴的强度在入口区明显增强,急流核的中心强度却变化不大。陈涉等^[32]用数值模拟的方法研究了黑潮暖流对台湾海域大气流场影响,得出:台湾岛地形可形成明显的海陆风环流,而黑潮暖流对该岛局地环流有明显的影响。冬季当背景风场较弱时,在台湾海峡两岸能形成明显的海陆风环流,在台湾岛的东南岸,由于黑潮暖流的影响难以生成海风。张秀芝^[33]分析发现,6月份该海域开始出现热带气旋增强,但大多沿琉球群岛轴线一带活动;7月黑潮区增强次数增多,且穿越黑潮于区移动;8月东海水温普遍增高,热带气旋增强遍布东海,黑潮区增强无明显优势;9月除黑潮区有增强外,东海已很少有增强出现。倪东鸿等^[34]对冬季黑潮区域 SSTA 的时空演变及其与大气环流的联系作了研究,指出:黑潮海温负异常年时,黑潮海域 SLP 和 700hPa 高度场为负距平,冬季风加强,正异常年则反之;冬季黑潮区域 SSTA 与 850hPa 风场距平的分布形态关系密切。赵宗慈^[35]研究指出:暖洋流对大气高度场的影响在冬季 1-3 月最明显,而冷洋流在夏季 7-9 月最显著,而大气对海温的影响主要表现在两个大气活动中心,即太平洋高压和阿留申低压对海温的牵引和上翻作用。王黎娟等^[36]研究了黑潮海温对南海季风的影响,得出:季节转换时期(4—6月)黑潮地区海温对南海夏季风爆发迟早有一定影响,数值模拟结果进一步表明:该地区海温正异常将导致西太平洋副高位置偏南,强度偏强,南海夏季风建立较晚,强

度偏弱,反之亦然。

1.3 研究意义

对于海洋-大气系统来说,海气相互作用是一种相互调整,相互制约和相互适应的反馈过程,大气和海洋是两种不同的介质,它们之间紧密相连,它们的运动相互作用、相互制约。一方面,海洋对大气加热影响大气运动;另一方面,大气运动通过风应力对海流产生影响,使海水产生风吹流和上翻运动,使海温分布发生变化,以致改变海洋对大气的加热作用,这样海洋对大气产生热力影响,而大气对海洋产生动力影响,使海气相互作用过程复杂化。

海气相互作用一直被认为是造成短期气候变化的一个原因。Bjerknes^[37-38]第一次提出把海洋和大气结合在一起,研究海洋和大气之间的耦合作用。此后,气象学家、海洋学家对海气相互作用的问题开展了广泛的研究。然而,有关海气相互的研究主要集中于热带地区,中纬度海气相互作用研究的进展则相对缓慢,目前这方面的研究主要集中于北太平洋中部的 Namias 区域和西北大西洋的 RM 区域^[39-43],对黑潮区域的海气相互作用的研究还远远不够。

从以上的国内外关于黑潮海温的研究中我们也发现,大多数从事黑潮研究的学者把注意力集中在黑潮本身的变化,对黑潮海域的海气相互作用研究较少。仅有的研究也只是集中于一些研究海温、海气热交换等各种海洋热力因子及其对大气的影 响,但对大洋风场、风应力及其对海洋的影响研究较少。研究影响黑潮区域海温异常变化的风场关键区,对于从海气相互作用方面了解黑潮变化的机制非常重要,另外,还可以通过:

风场变化——黑潮海温异常——我国部分地区气候的变化

的关系链来进行短期气候预测。所以,研究风场或大气环流对黑潮海温的影响具有十分重要的物理意义。

1.4 本文研究的主要内容

针对以上的论述,本文主要着眼于探索与黑潮海域海温异常关系密切的风场关键区,并研究两者之间的关系及作用机制,进而讨论它们对我国气候的影响。主要内容为:

- (1) 找出对黑潮海域海温变化影响最为显著的风场关键区,并对风场关键区与黑潮海温的相互关系作详细的探索。
- (2) 研究与风场异常关系密切的 El-Nino 及 La-Nina 循环与黑潮海温变化的关系。
- (3) 分析风场关键区与黑潮海温变化的内在关系及影响的物理机制。
- (4) 作为黑潮区域研究的应用,简要分析黑潮海温异常与夏季北半球大气环流及我国夏季降水的关系。

第二章 资料和方法

2.1 资料说明

- 1, 海温资料: NOAA 提供的 1854 年 1 月-2002 年 11 月延长重构(extended reconstructed)的月平均海表温度场资料, 网格距 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (经度 \times 纬度),
- 2, 降水资料: 中国气象局整编的 160 个标准站逐月气温、降水资料, 时间取为 1951 年 1 月至 2000 年 12 月。
- 3, GISST 的海温资料, 时间为 1903 年 1 月-1999 年 12 月, 网格距为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (经度 \times 纬度)。
- 4, 高度场、海平面气压、感热、潜热、长波辐射和太阳辐射通量: 美国 NCEP/NCAR 提供的再分析月平均资料 (1948 年 1 月至 2000 年 12 月), 网格距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (经度 \times 纬度)。
- 5, 风场资料: NCEP 再分析的海表风场 (1000mb) 资料 ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), 资料年代为 1958-1997 年, 风应力场 ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) 年代长度为 1958-1998 年。
- 6, 太平洋洋流资料: 美国 NCEP/NCAR 提供的再分析月平均资料 (1980 年 1 月至 2000 年 12 月), $1.5^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ (经度 \times 纬度)。

2.2 方法说明

研究工作中主要采用了合成分析、相关分析、小波分析、滑动 t-检验、滑动平均分析、EOF 分析、SVD 方法、REOF 分析等方法。下面对其中一些方法进行说明。

2.2.1 小波分析

小波分析是最近十几年国际上十分热门的前沿领域, 被认为是傅立叶分析方法的突破性进展。1984 年法国地质学家 J.Morlet 在分析地震波的局部性质时, 将小波概念引入到信号分析中。进入 20 世纪 90 年代, 小波分析在信号处理、图象处理、数字电路包括气候诊断等许多领域得到了广泛的应用。

① 小波分析的来源

经典的傅立叶分析的本质是将任意一个关于时间 t 的函数 $f(t)$ 变换到频域上,

$$F(w) = \int_R f(t)e^{iwt} dt$$

其中 w 为频率; R 为实数域。 $F(w)$ 确定了 $f(t)$ 在整个时间域上的频率特征。可见, 经典的傅立叶分析是一种频域分析。对时间域上分辨不清的信号, 通过频域分析便可以清晰地描述信号的频率特征。但经典的傅立叶变换有其固有的缺陷, 即它几乎不能获取信号在任一时刻的频率特征。这里就存在时域与频域的局部化矛盾。在实际问题中, 我们恰恰关心信号在局部范围内的特征。这就需要寻找时频分析方法。

1946 年 Gabor 引入了窗口傅立叶变换

$$\tilde{F}(w, b) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{\mathcal{R}} f(t) \bar{\Psi}(t-b) e^{-iwt} dt$$

其中函数 $\Psi(t)$ 是固定的, 称为窗函数; $\bar{\Psi}(t)$ 是 $\Psi(t)$ 的复数共轭; b 是时间参数。由上式可知, 为了达到时间域上的局部化, 在基本变换函数之前乘上一个时间上有限的时限函数 $\Psi(t)$ 。这样 e^{-iwt} 起到频限作用, $\Psi(t)$ 起到时限作用。随着时间 b 的变换, Ψ 确定的时间窗在 t 轴上移动, 逐步对 $f(t)$ 进行变换。从上式中看出窗口傅立叶变换是一种窗口大小及形状均固定的时频局部分析, 它能够整体上和任一局部时间内信号变化的强弱程度。由于窗口傅立叶变换的窗口大小及形状固定不变, 因此局部化只是一次性的, 不可能灵敏地反映信号的突变。事实上, 反映信号高频成分需用窄的时间窗, 低频成分用宽的时间窗。在加窗傅立叶变换局部化思想基础上产生了窗口大小固定、形状可以改变的时频局部分析——小波分析。

② 小波变换

若函数 $\Psi(t)$ 满足下列条件的任意函数

$$\begin{aligned} \int_{\mathcal{R}} \Psi(t) dt &= 0 \\ \int_{\mathcal{R}} \frac{|\hat{\Psi}(w)|^2}{|w|} dw &< \infty \end{aligned}$$

其中 $\hat{\Psi}(w)$ 是 $\Psi(t)$ 的频谱。令

$$\Psi_{a,b}(t) = |a|^{-\frac{1}{2}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

为连续小波, Ψ 叫基本小波或母小波, 它是双窗函数, 一个是时间窗, 一个是频率谱。

$\Psi_{a,b}(t)$ 的振荡随 $\frac{1}{|a|}$ 增大而增大。因此, a 是频率参数, b 是时间参数, 表示波动在时间上

的平移。那么, 函数 $f(t)$ 小波变换的连续形式是:

$$w_f(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{\mathcal{R}} f(t) \bar{\Psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt$$

由上式看到,小波变换函数是通过母小波的伸缩和平移得到的。小波变换的离散形式是:

$$w_f(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \Delta t \sum_{i=1}^n f(i\Delta t) \Psi\left(\frac{i\Delta t - b}{a}\right)$$

式中 Δt 为取样间隔; n 为样本量。离散化的小波变换构成标准正交系,从而扩充了实际应用的领域。

2.2.2 滑动 t-检验

滑动 t-检验是考察两组样本平均值的差异是否显著来检验突变。对于具有 n 个样本量的时间序列 x , 人为设置某一时刻为基准点, 基准点前后两段子序列 x_1 和 x_2 的样本分别为 n_1 和 n_2 , 两段子序列平均值为 \bar{x}_1 和 \bar{x}_2 , 均方差为 S_1 和 S_2 。定义 t 统计量:

$$t = \frac{\bar{x}_2 - \bar{x}_1}{\left[\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right]^{\frac{1}{2}}}$$

t -统计量具有自由度为 $(n_1 + n_2 - 2)$ 的 t -分布, 查 t -分布表得到 t_0 , 当 $t \geq t_0$ 时, 表明通过显著性检验, 当 $t < t_0$ 时, 表明不显著。

2.2.3 经验正交函数分解方法 (EOF)

功能: 从一个气象场多次观测资料中识别出主要空间型及其时间演变规律。

方法: 对任意一个气象变量场 X (m 为观测站数或格点数, n 为样本长度) 进行距平化或标准化处理, 然后计算其协方差矩阵: $S = XX^T$, T 表示转值。当 $m > n$ 时, 需要做时空变换。利用 Jacobi 方法求协方差矩阵: $S = XX^T$ 的特征值 (λ) 和特征向量 (V), 将特征值按大小顺序排队: $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_m \geq 0$, 并求出其对应时间系数: $T = V^T X$, 再分别

计算每个特征向量的方差贡献: $R_k = \lambda_k / \sum_{i=1}^m \lambda_i$, ($k=1, 2, 3, \dots, p < m$), 及前 p 个特征

向量的累积方差贡献: $G = \sum_{i=1}^p \lambda_i / \sum_{i=1}^m \lambda_i$, ($p < m$)。

2.2.4 SVD 方法^[44]

SVD(Singular Value Decomposition) 是研究两个气象要素场之间相互关系的重要方法, 它实际上是 EOF 分解法在非方阵和非对称阵上的延伸旨在从两个场中, 识别出耦合的空间型。其具体算法见文献[42], 值得强调的是, 反映各个模态的相对重要性、对左右场的贡献率以及同一模态左右奇异向量的关系的物理量有以下几个:

两个场的总相关程度用协方差的模方来度量 $\|C\| = \sum_{k=1}^N \sigma_k^2$

$p_k, q_k, a_k(t), b_k(t), \sigma_k$ 表示一个 SVD 模态

表示各个模态的相对重要性的物理量为: $SCF_k = \frac{\sigma_k^2}{\|C\|}$

第 K 个模态对左场的方差贡献率为: $\frac{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T a_k^2(t)}{S\text{场的总方差}}$

第 K 个模态对右场的方差贡献率为: $\frac{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T b_k^2(t)}{Z\text{场的总方差}}$

此外, 定义各模态左右场展开式系数间的时间相关系数为模态相关系数, 各模态左(右)场展开式系数与右(左)场序列之间的时间相关系数为异类相关, 它们分别反映了每一模态左右场的遥相关程度和相互作用的关键区。

2.2.5 REOF 方法

经验正交函数展开法(EOF)是资料分析时的常用方法之一, 它能够把原始数据中最主要的时空特征分离出来。但是因为 EOF 要求相关系数的平方根之和最大化, 使得相关系数分配不当, 即很多载荷具有相同的强度, 从而导致空间模态难以解释, 给场的分区增加了困难, 不能清晰地反映区域变化特征。旋转 EOF(ROEF)方法, 是在通常的 EOF 方法基础上, 把所得到的时间系数即主分量进行旋转, 使每两个主成分之间的相关系数平方根的方差最大, 使得主成分的载荷分布为少数几个大载荷和很多个趋于零的载荷, 载荷间的差距增大, 更易于解释。而且 REOF 稳定性更好, 较少受到数据长度及分布特征的影响, 更少依赖选取的分析区域, 载荷向量更符合客观的气候形态。

第三章 赤道太平洋风应力与黑潮海温的关系研究

研究黑潮海域的海气相互作用,特别是风应力对黑潮海温的影响,具有非常重要的意义。已有的研究表明,黑潮海域 SST 异常对北半球大气环流及我国的气候有重要影响,因此如能找出影响黑潮海温变化的风场关键区,就可以提前预报黑潮的变化,也就可以预测我国气候的异常。而要实现这一目的,首要任务就是寻找两者相互作用的关键区并研究二者的关系。因此本章就致力于准确的定义二者相互作用的关键区域,以方便后面的研究。

3.1 关键区的选取

3.1.1 黑潮的选取

要研究黑潮海温与大洋风应力的相互关系,关键是要找到两者相互作用的关键区,黑潮是海洋中的洋流,要十分准确的选出它的位置很难,根据文献①中的黑潮图及引言中所描述的黑潮经纬向的跨度,可以暂取 (120° E- 160° E, 15° N- 45° N) 区域为黑潮区域。

图 1 黑潮路径图

对选定的黑潮区进行 EOF 分解,第一特征向量方差贡献为 54%,所以其反映了黑潮地区海温的主要变化特征。根据图 2,可将 (121° E- 160° E, 21° N- 35° N) 作为黑潮区域研究对象,用其来进行统计分析,以便选出与风应力关系最为显著的黑潮关键区。

图 2 黑潮海域海温 EOF 分析的第一特征

3.1.2 风场的选取

众所周知,风应力包括经纬向两个分量。所以,要想研究影响黑潮区域的风应力,必须分别找到影响黑潮海温的经纬向风场的关键区。在赤道地区,由于大洋西部温度高而东部低,因此形成了高空吹西风,低空吹东风的沃克环流。与大气环流相对应的大洋环流,为来自加利福尼亚沿岸流和秘鲁沿岸流向东太平洋赤道海区堆积,形成东太平洋冷水,并自东向西流动,形成赤道流。大约在北纬 7° N- 20° N 左右称为北赤道流,赤道流遇到西海岸有一部分北折经吕宋岛和我国台湾东侧进入东海,叫做黑潮,这就是黑潮的来源。由此可见,中低纬太平洋大尺度的风场变化必然会引起黑潮本身物理特征的变化(如流量,流速等),进而导致黑潮海温的异常。因此我们将太平洋地区选作为风场研究的初始对象,再从中找到与黑潮海温变化关系密切的经、纬向风场关键区。

另外,从赤道太平洋地区纬向风场的 EOF 分析第一特征向量(方差贡献为 43%)图可以看出,赤道中太平洋 (160° E- 140° W, 5° S- 5° N) 区域呈较一致的空间变化分布。

图 3 赤道太平洋地区纬向风场 EOF 分析的第一特征向

3. 1. 3 相互作用关键区的确定

SVD 是研究两个气象变量场相关结构的诊断技术, 由于计算简便, 近年来已被广泛应用于气候诊断研究中, 并得到了很多有益的结果。而且, SVD 的异性相关场可以用来分析两个场相互影响的关键区。因此本文也使用了这一常用的方法来寻求黑潮和风场的关键区。

分别使用上面的原始黑潮区域与太平洋经纬向海表风场做了滞后(黑潮海温滞后)12个月的扩展 SVD 分析, 序列长度为 468 个月, 结果如下:

(1), 纬向风场与黑潮的相互作用:

图 4 黑潮海温异常与赤道太平洋海表纬向风场异常的扩展 SVD 分析的异性相关图 (a-1 为黑潮区域, m-x 为风场), 黑潮海温滞后 1-12 个月

从黑潮海温的异性相关图可以很清楚地看到, 滞后一两个月时, 黑潮区域有两个相关的大值区, 分别在 120° - 140° E 和 140° - 160° E 之间, 右边的大值区较为偏北。从滞后三个月开始, 右边的相关大值区已经变得不太明显, 只在滞后 4 个月和 5 个月时出现过小范围的大值。而在左边的相关区开始变大, 并且从滞后 5 个月开始稳定在 123° - 141° E, 21° - 29° N 之间, 持续 6 个月以上, 在滞后 12 个月时变小北移。

从纬向风场的异性相关图我们可以了解到, 在黑潮海温滞后风场 1, 2 个月时, 有两个相关大值区, 一个在中纬度北赤道流区, 另一个在赤道中太平洋地区, 北赤道流区的范围和相关值都要大于赤道地区。然而从滞后三个月开始, 北赤道流区的大值区已经开始变得不明显, 反而赤道中太平洋地区的大值区开始发展起来, 并且稳定在 160° E - 140° W, 5° S - 5° N 之间, 且能持续 6 个月以上。相关大值区以 180° E 为分界, 在左右各有一个中心, 且左边的范围和强度均大于右边, 滞后 10 个月以后, 右中心减弱消失。

由上面的分析可以得出, 纬向风场和黑潮海温相互作用(滞后相关)的关键区分别为赤道中太平洋地区 (160° E - 140° W, 5° S - 5° N) 和 (123° E - 141° E, 21° N - 29° N)。

(2), 经向风场与黑潮的相互作用

经向风场的情况与纬向的则大不相同, 从经向风场与黑潮海温的扩展 SVD 分析图(图略)可以看出, 在海温与风场同期及滞后 1, 2 个月时, 影响黑潮海温的经向风关键区有两个, 一个是黑潮本身区域的经向风场, 另一个是中纬度北赤道流区。从滞后 3 个月开始, 这两个大值区便逐渐减弱消失, 相应的在赤道西太平洋地区 (140° - 160° E, 5° S - 5° N) 出现一个大值区, 且能持续高值 6 个月左右, 到滞后 12 个月以后减弱消失。黑潮海温关键区相对于纬向关键区变动不大, 可视为一一致。

从上面的统计分析可以看出, 对于黑潮区域来讲, 自身的纬向风场对其影响不大, 只有经向风场在海温同期及滞后 1, 2 个月时对其有影响, 呈明显的正相关, 即南风增强时,

黑潮海温正异常；而对于黑潮的起源北赤道流区来讲，其经纬向风场对黑潮海温有一定的影响，但与黑潮自身风场类似的是，它的影响也停留在黑潮海温同期及滞后 1, 2 个月左右，

上面的两个区域对于黑潮的影响与常识相符合，较易理解。值得注意的是，在黑潮海温滞后风场 3 个月以后，赤道太平洋地区经纬向均出现一个大值区，纬向大值区出现在中太平洋地区，经向出现在西太平洋地区 (140° - 160° E, 5° S - 5° N)，且对黑潮的影响均能持续 6 个月左右。分析表明：经向关键区南风增强，黑潮海温正异常；北风加大时，黑潮海温降低。这也可以解释为，南风的加强使得赤道地区的暖水向中纬度黑潮海区的输送加强，所以导致黑潮海温升高，而且是滞后相关，反之则相反。纬向关键区与黑潮海温的关系是：西风增强，黑潮海温升高；东风增强时，海温降低。虽然赤道地区纬向风场与黑潮海域并无直接联系，但却能出现如此大而持久的相关，其中机制值得研究和探索。

3.2 赤道太平洋风场与黑潮海温的关系。

3.2.1 纬向风场

上一节的分析，纬向风场的关键区为赤道中太平洋地区，与其对应的黑潮关键区为 (123° - 141° E, 21° - 29° N)，由于 SVD 分析的结果在理论上存在争议，所以为了验证上面结果的真实性和可靠性，用黑潮关键区面积平均的序列和赤道太平洋地区的风场做了滞后 36 个月的相关，序列长度为 456 个月，以验证前面的结论，结果如下（只取其中的几幅作为代表）：

图 5 黑潮关键区面积平均的序列和赤道太平洋地区纬向风场的滞后相关
(a-h 分别代表黑潮海温滞后风场 5、6、7、8、9、10、12、13 个月)

上面的 8 幅相关图验证了前面 SVD 分析的结果，而且可以更进一步的看出黑潮海温序列与赤道太平洋纬向风场相关趋势的变化。即为：从滞后一个月开始，以 180° E 为分界，在其两边各有一个大值中心，分别在 160° E - 180° E 之间和 140° W 附近，而且随着滞后月份数的增加，相关值越来越大，且有向两边平移的趋势，至滞后 5, 6, 7, 8, 9 几个月时相关值达到最大，且通过 0.01 的信度检验。而后相关值逐渐变小，左中心偏向 160° E 附近，相关值变动不大，而右中心则逐渐减少并消失。

为了进一步检验上述结果的正确性，我们又用 Gisst 的海温资料和风应力场的资料作了两次检验，结果与前面一致，考虑到篇幅的原因，这里只截取 4 幅图加以验证：

图 6 NCEP 的海温资料与赤道太平洋地区纬向风应力场的滞后相关 (4 幅图分别为滞后 1、6、9、12 个月，由于 gisst 的风应力场方向与实际风向相反，所以结果为负相关)

无论是从 Gisst 的海温资料与海表风场的相关还是 NCEP 海温资料与风应力场的相关来看,赤道中太平洋地区纬向风场是影响黑潮海温的关键区之一,且能持续若干个月。

3.2.2 经向风场

我们也做了黑潮海温序列与太平洋地区经向风场的滞后相关,结果(图略)同上节得到的结论一致,由于经向风场对黑潮海温滞后的影响不如纬向的明显,所以这里暂不做详细的分析。下面的内容着重讨论纬向风场与黑潮海温及 El-Nino 的关系。

3.3 黑潮海温与 El-Nino 及 La-Nina 的关系

70 年代以来 El-Nino 现象频繁出现,造成全球性气候异常,引起各国政府和气象学界的极大关注,研究海洋,特别是研究 El-Nino 事件与气候异常的关系已成为当前的热门话题。目前的研究认为,El-Nino 事件不是一个局部海区的现象,而是与整个赤道太平洋区域有关,并对全球气候有重要影响。同样,黑潮是西北太平洋的一支强边界流,它的变异同样也是很引人注目的现象,因此,分析此两者之间的关系,对于海气相互作用方面的研究有很重要的意义。从第四节的分析中我们可以看出,持续影响黑潮海温的纬向风应力关键区与 enso 预报中的 Nino4 区 ($160^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$) 的范围几乎一致,关系为 Nino4 区西风增强时,黑潮海温正异常;东风增强时,黑潮海温降低。且持续时间与 El-Nino 事件持续时间非常吻合。持续影响黑潮海温的经向风场也与 Nino5 区较为一致,关系为: Nino5 区南风增强时,黑潮海温增加;反之则减少。因此,可以推测,El-Nino 及 La-Nina 事件可能与黑潮海温变化有关,如果找到了它们两者之间的关系,对于黑潮海温异常的预报有着重要的意义。

因此,为了寻求两者之间的统计关系,我们将黑潮关键区海温 EOF 第一特征向量的时间系数及面积平均的时间序列与 Nino C 区, Nino4 区面积平均的海温序列作滞后相关,结果如下:(表 1、2 中填色的数据为通过 0.01 的信度检验;表 3、4 中的为通过 0.05 的信度)

表 1 黑潮地区面积平均的时间序列与 Nino C 区面积平均的时间序列的滞后相关

滞后 1 个月	滞后 2 个月	滞后 3 个月	滞后 4 个月	滞后 5 个月	滞后 6 个月
0.166	0.24	0.26	0.292	0.28	0.27
滞后 7 个月	滞后 8 个月	滞后 9 个月	滞后 10 个月	滞后 11 个月	滞后 12 个月
0.276	0.28	0.27	0.24	0.20	0.15
滞后 15 个月	滞后 20 个月	滞后 24 个月			
0.07	0.02	0.026			

表 2 黑潮地区面积平均的时间序列与 Nino4 区面积平均的时间序列的滞后相关

滞后 1 个月	滞后 2 个月	滞后 3 个月	滞后 4 个月	滞后 5 个月	滞后 6 个月
0.185	0.224	0.237	0.26	0.28	0.284
滞后 7 个月	滞后 8 个月	滞后 9 个月	滞后 10 个月	滞后 11 个月	滞后 12 个月
0.283	0.276	0.271	0.242	0.213	0.194
滞后 15 个月	滞后 20 个月	滞后 24 个月			
0.116	0.03	0.01			

表 3 黑潮地区 SSTA 的 EOF 分析第一特征向量时间系数与 Ninoc 区时间序列的滞后相关表

滞后 1 个月	滞后 2 个月	滞后 3 个月	滞后 4 个月	滞后 5 个月	滞后 6 个月
0.04	0.11	0.14	0.19	0.194	0.20
滞后 7 个月	滞后 8 个月	滞后 9 个月	滞后 10 个月	滞后 11 个月	滞后 12 个月
0.22	0.24	0.243	0.23	0.20	0.16
滞后 15 个月	滞后 20 个月	滞后 24 个月			
0.07	0.02	-0.02			

表 4 黑潮地区 SSTa 的 EOF 分析第一特征向量时间系数与 Nino4 区时间序列的滞后相关表

滞后 1 个月	滞后 2 个月	滞后 3 个月	滞后 4 个月	滞后 5 个月	滞后 6 个月
0.096	0.138	0.161	0.196	0.221	0.238
滞后 7 个月	滞后 8 个月	滞后 9 个月	滞后 10 个月	滞后 11 个月	滞后 12 个月
0.255	0.258	0.257	0.236	0.215	0.206
滞后 15 个月	滞后 20 个月	滞后 24 个月			
0.139	0.04	0.02			

无论是 EOF 的时间系数还是面积平均的时间序列, 它们与 Ninoc、4 海温序列的相关变化都与前面得出的纬向风场与海温场的关系变化极为一致。从上面的序列相关表中可以很明显地看到, 从滞后一个月开始, 黑潮海温与 Ninoc、4 区的海温 (即风场) 呈现出正相关, 随着月份的加大逐渐增加, 在滞后 5, 6, 7, 8, 9 几个月时最大, 在滞后 12 个月逐渐减弱变小。由于赤道地区风场与海温场的配合十分一致, 所以, El-Nino 和 La-Nina 持续期间的赤道太平洋纬向风场确与黑潮海温有关, 即为, El-Nino 事件发生发展期间, 黑潮海温持续正异常, La-Nina 年则相反。

3.4. El-Nino 年及 La-Nina 年黑潮海温距平成

为了进一步了解 El-Nino 年及 La-Nina 年黑潮海温的变化, 我们根据国家气候中心 ENSO 监测小组的划分, 我们分别做了一个 El-Nino 年及 La-Nina 年的黑潮海温 (50-98 年间) 距平成, 结果如下:

图 7 El-Nino 年 (51, 53, 57, 63, 65, 68, 72, 76, 82, 87, 92, 94, 97 年)
黑潮海温距平成, 共十五个月, 分别为当年的 11, 12 月和次年的 1-12 月及第三年的 1 月份 (a-0)

图 8 La-Nina 年 (54, 56, 62, 64, 67, 70, 73, 75, 88 年) 黑潮海温距平成
成, 共十五个月, 为 La-Nina 年当年的 11, 12 月和次年的 1-12 月及第三年的一月份 (a-0)

从上面两种情况下的演变图可以看出, El-Nino 年及 La-Nina 年黑潮海温变化几乎相反, 都是在当年的 11 或 12 月份出现正 (负) 异常, 然后一直持续较大的正 (负) 异常至次年的 12 月份, 其间在次年的 6, 7 月份曾出现过小的反异常, 但都很快减弱消失。至第三年的 1 月份时分别出现负 (正) 异常。总而言之, 黑潮海温在 El-Nino 年及 La-Nina 年的变化

与前面得出的结论一致。

3.5, 赤道太平洋经纬向风场影响黑潮海温异常的物理机制初探

3.5.1, 经向风场的物理机制

经向风场除了黑潮本身海域与北赤道流区在海温同期及滞后 1, 2 月有明显影响外, 滞后三个月以后的赤道西太平洋区 (Nino5 区) 的影响, 无论是范围还是强度都没有纬向赤道中太平洋的影响大, 但机制较易理解。Nino5 区的经向风的加强或减弱使得西边的 Hadley 环流减弱或加强, 从而使得低纬地区的暖水向中高纬的输送加大或减小, 经过一定的时间后, 影响到黑潮海域的海温变化, 使其表现为正异常或负异常。所以, 两者在时间上表现为滞后相关, 能持续若干个月说明此区域对黑潮的影响还是不容忽视的。用 Nino5 区的经向风变化预报若干月后黑潮海温的异常是可行的。

3.5.2, 纬向风场的物理机制

关于 El-Nino 与黑潮的关系国内外也有不少的研究, 本文在前言中也已经详细的描述过, 这里不再赘述。本文主要探索 El-Nino 期间 Nino4 区的风场变化引起黑潮海温异常的机制。众所周知, El-Nino 不是一个局部海区的现象, 它是太平洋中的一个最强的气候变异信号。它的出现会引起大尺度风场的调整, 从而引起副高, 风场等方面的变化。这里我们也试图从大尺度这个方面解释前文所得出的结论。

为了探索 El-Nino 及 La-Nina 期间大尺度风场的变化和调整, 我们做了一个 El-Nino 年及 La-Nina 年的太平洋风场距平的合成分析, 共做了十一个月, 分别为事件当年 11, 12 月份和次年的 1-4 月份, 图例如下 (La-Nina 年的合成图略):

图 9 El-Nino 年 (63, 65, 68, 72, 76, 82, 87, 92, 94, 97 年) 风场距平合成, 分别为当年的 11 月-次年的 4 月份

从上面两种情况下的风场演变来看, El-Nino 及 La-Nina 期间, 首先都是在赤道中太平洋 (即我们研究得出的风场关键区) 出现强的西 (东) 风异常, 使得 walker 环流减弱 (加强)。从而导致 hadley 环流相应的变弱 (变强), hadley 环流的变弱 (加强) 使得海表面北风减弱 (加强), 因此低纬地区向高纬的输送就会增加 (减少), 这一点从图中可以很明确地看出, 黑潮海域的经向风的加强 (减弱) 十分明显。这样, 通过大尺度风场的调整, 暖水输送的增加 (减少) 可能是黑潮海温增加 (减少) 的部分原因。

蒋全荣等研究得出: 冬半年地面副热带反气旋脊与阿留申低压有同时增强或减弱的趋势。显然, 这两个大气环流系统强度的变化可能会对海温的变化产生影响。当副热带反气旋脊相应常年偏强 (阿留申低压亦偏强), 因而有较强的反气旋涡度 (阿留申低压中心附近有较强的气旋性涡度), 于是施加在海洋表面的风应力切变亦随之偏强, 由于 ekman 效应, 在海洋的上边界层中就相应出现较强的海水辐合 (阿留申低压中心附近有较强的海水辐散), 并伴有较强的海水下沉 (阿留申低压中心附近有较强的海水上翻), 从而引起海水表面温度的上升 (阿留申低压中心附近的海水温度下降); 反之亦然。我们注意到, 由于 El-Nino 期间中纬度副热带反气旋强度增加, 黑潮海域产生海水辐合, 形成黑潮暖涡, 这在前人的研究中有详细的描述。La-Nina 年则反之。

当然,上面的物理机制的分析只是初步的、表面的,在下一章中,我们将详细的分析黑潮海温变化与赤道中太平洋风场作用的物理机制。

3.6, 本章结论

本章的结论主要有以下几个方面:

1, 黑潮本身的风场和其源地北赤道流海域的风场异常对黑潮海温的影响仅限于同期及海温滞后1到2个月, 经纬向均是如此. 但是也不可忽略, 这两个地方风场的变化对于短期之内的黑潮海温异常的预报是很有意义的.

2, 从滞后三个月起, 能持续影响黑潮海温异常的经向风场的关键区出现在赤道西太平洋 (140° - 160° E, 5° S - 5° N), 纬向的关键区则在赤道中太平洋 (160° E - 150° W, 5° S - 5° N), 且纬向关键区的强度和范围均大于经向, 两者对黑潮海温的影响均能持续六个月左右. 其中纬向风场与黑潮海温的相关关系为: 赤道中太平洋西风异常, 则黑潮海温正异常; 赤道中太平洋东风异常时, 黑潮海域海温降低.

3, 本文做了黑潮海温面积平均序列及其EOF分解的第一时间系数与NinoC、4区海温序列的滞后相关, 得出: El-Nino及La-Nina期间的赤道太平洋风场确与黑潮海温有关. 具体关系是: El-Nino发生发展期间, 黑潮海温持续正异常; 而在La-Nina事件过程中, 黑潮海温持续负异常. 接下来所做的El-Nino年及La-Nina年黑潮海温距平合成证实了这一点.

4, 根据合成图, 我们认为赤道太平洋与黑潮海温的这种良好的滞后相关是通过大尺度风场的变化调节而联系的. 两种事件期间, 大尺度风场的变化, 副热带反气旋等大气活动中心的增强减弱, Hadley环流的调整, 这些都导致了低纬暖水向黑潮海域输送的增加或减少, 及黑潮海域自身由于风场的影响通过Ekman效应所产生的辐聚或辐散, 海水上翻增强或减弱. 上述诸多方面共同导致了黑潮海温在El-Nino及La-Nina事件中的升高或降低.

本章附图

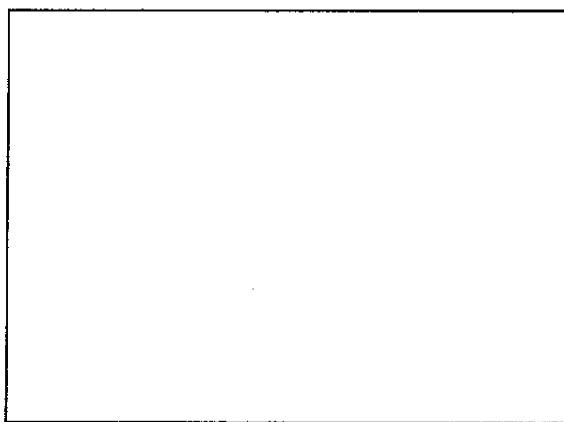


图 1 黑潮路径图

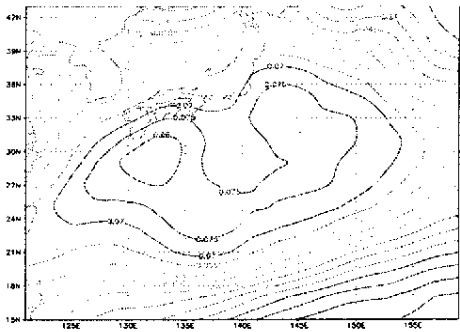


图 2 黑潮海域海温 EOF 分析的第一特征向量

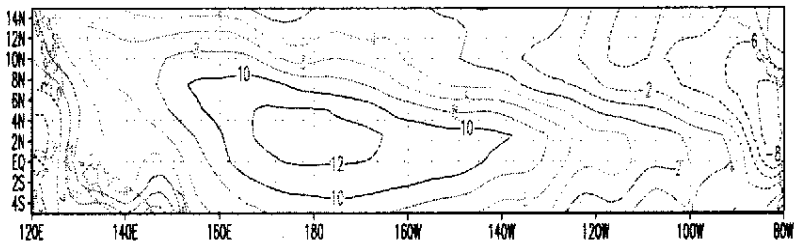
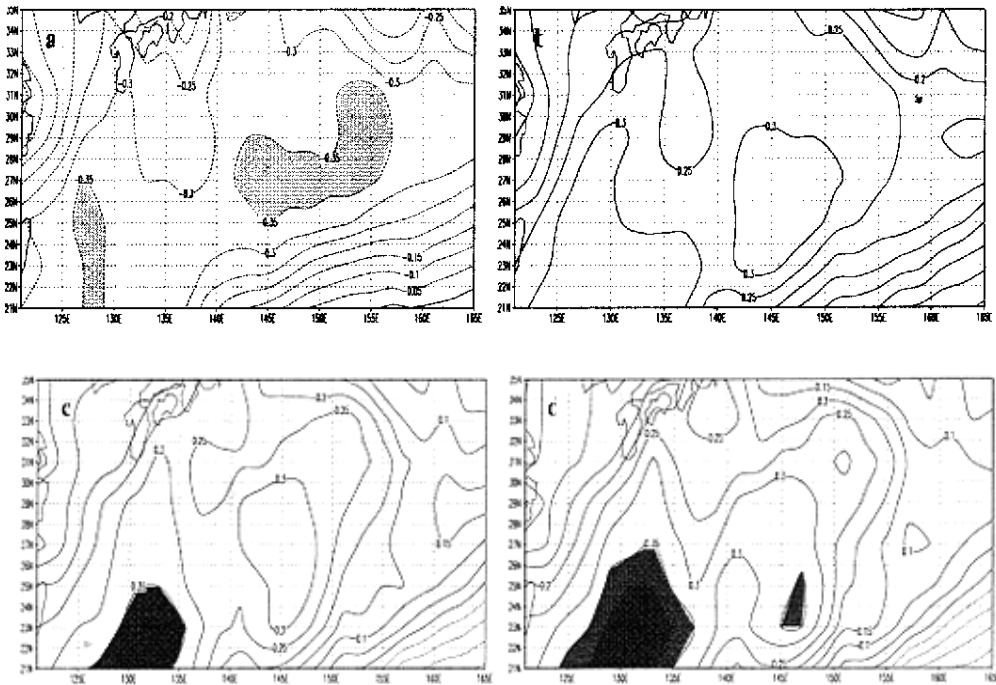
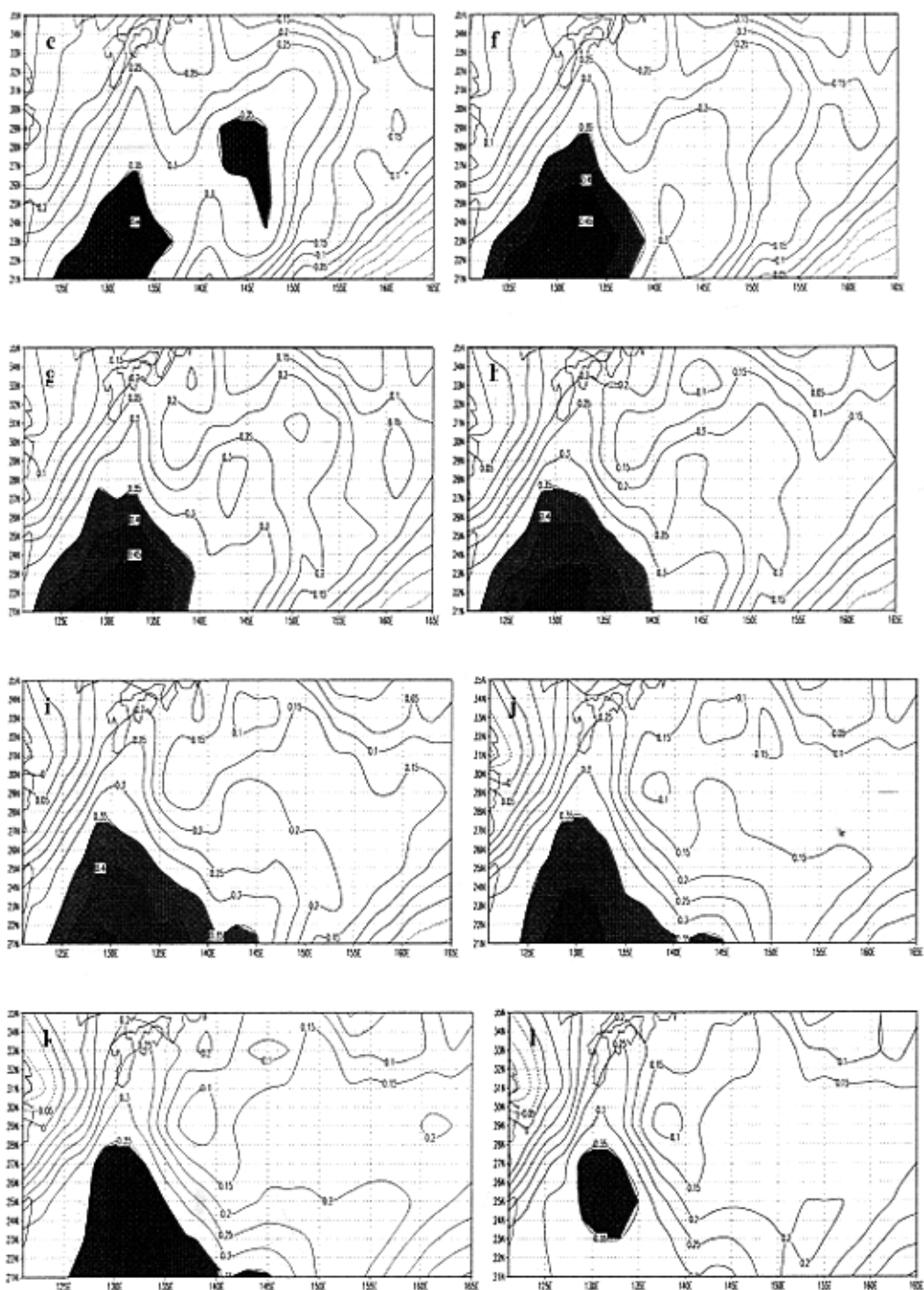
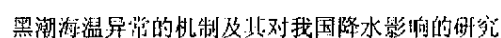


图 3 赤道太平洋地区纬向风场 EOF 分析的第一特征向量







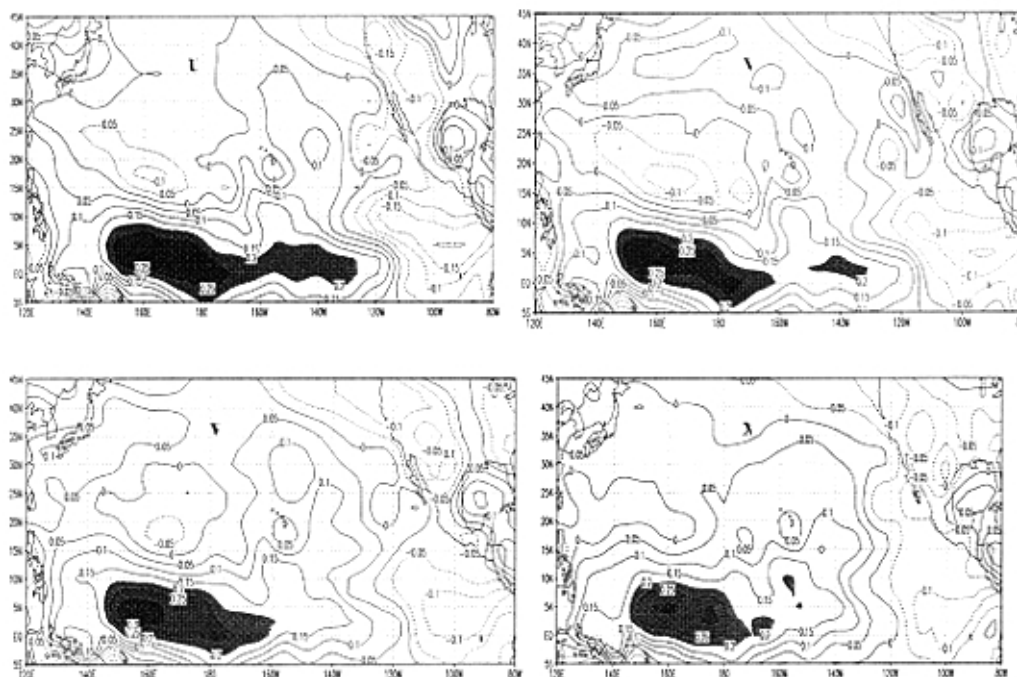
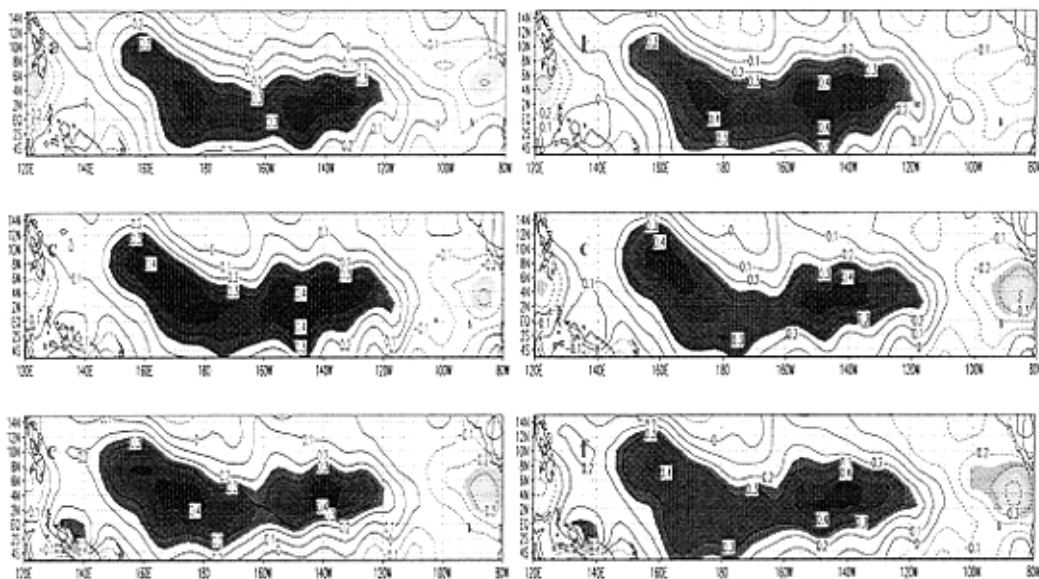


图 4 黑潮海温异常与赤道太平洋海表纬向风场异常的扩展 SVD 分析的异性相关图，总共 24 幅图（上面的 12 幅图为黑潮区域，下面的为风场），分别为黑潮海温滞后 1-12 个月



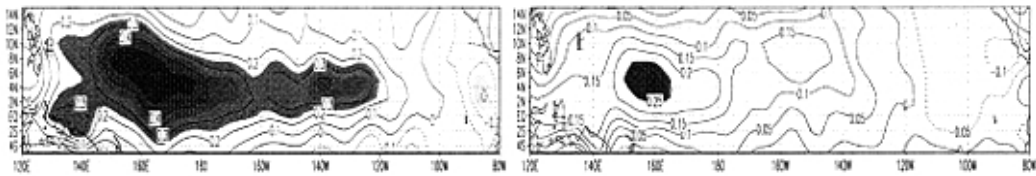


图 5 黑潮关键区面积平均的序列和赤道太平洋地区纬向风场的滞后相关（图中 8 幅图分别为黑潮海温滞后风场 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13 个月）

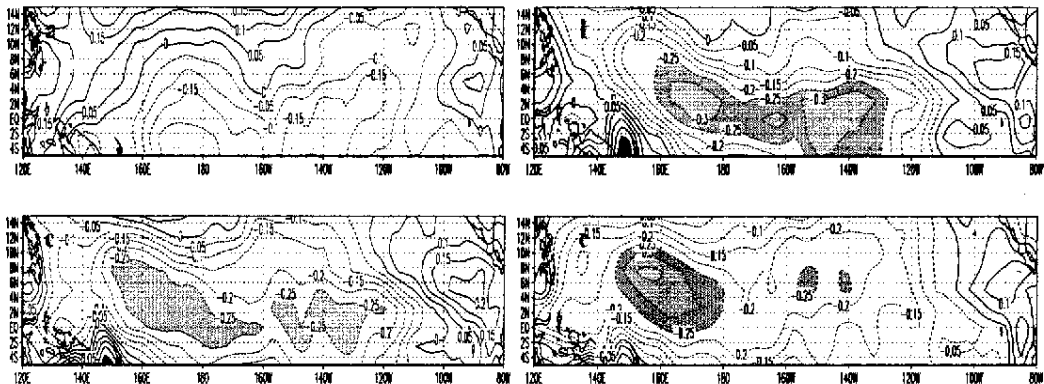
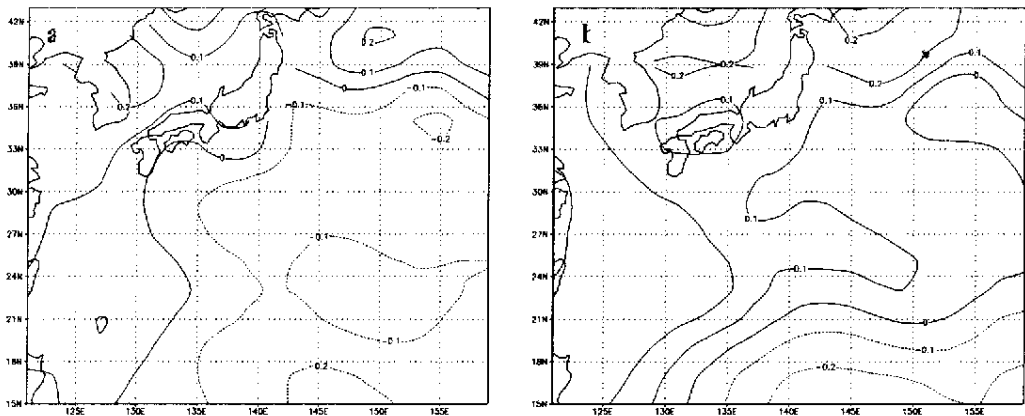
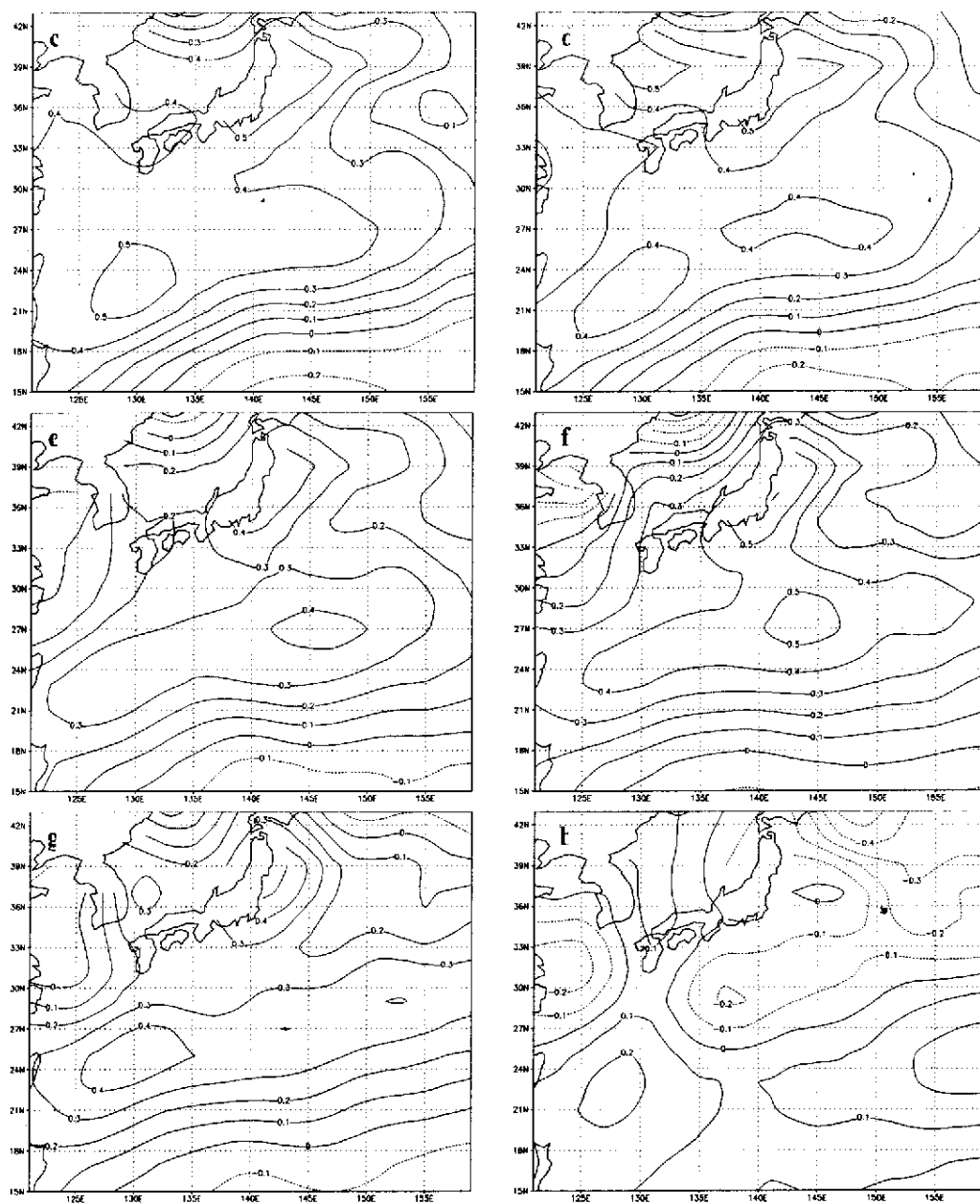
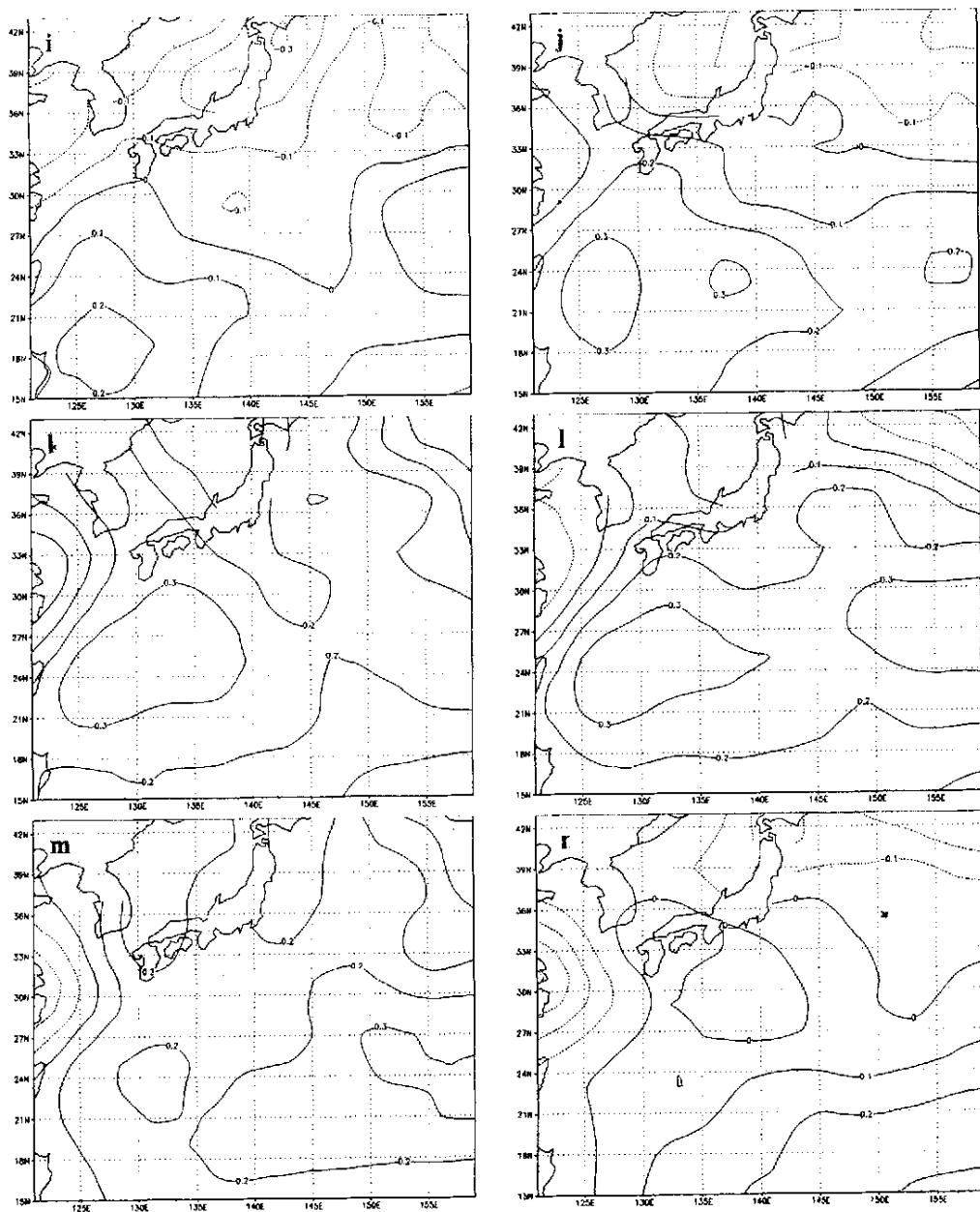


图 6 NCEP 的海温资料与赤道太平洋地区纬向风应力场的滞后相关（4 幅图分别为滞后 1, 6, 9, 12 个月，由于 gisst 的风应力场方向与实际风向相反，所以结果为负相关）







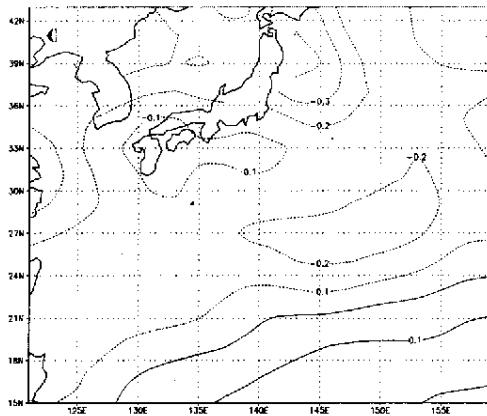
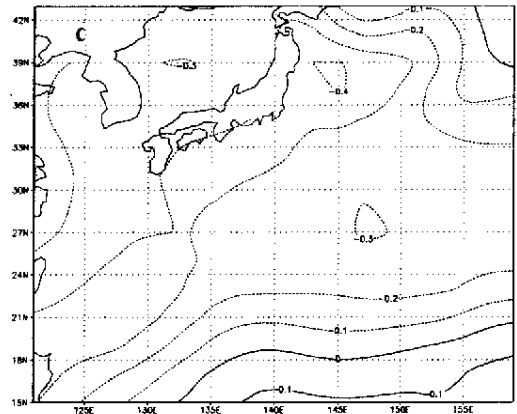
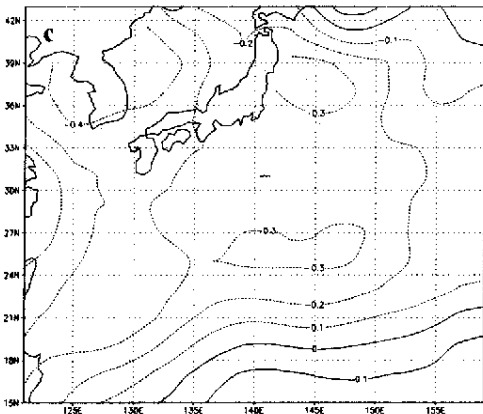
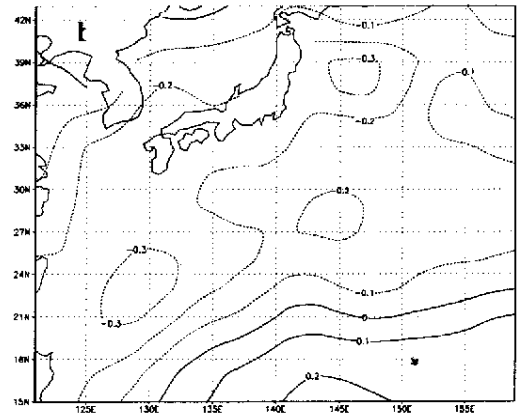
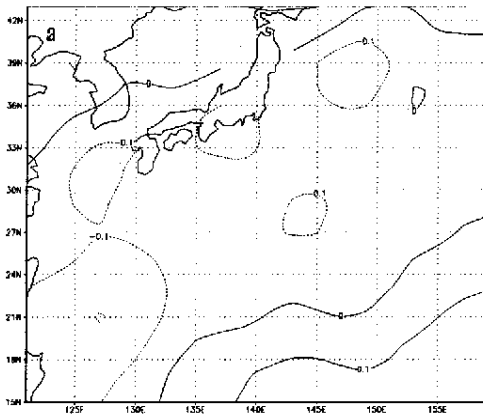
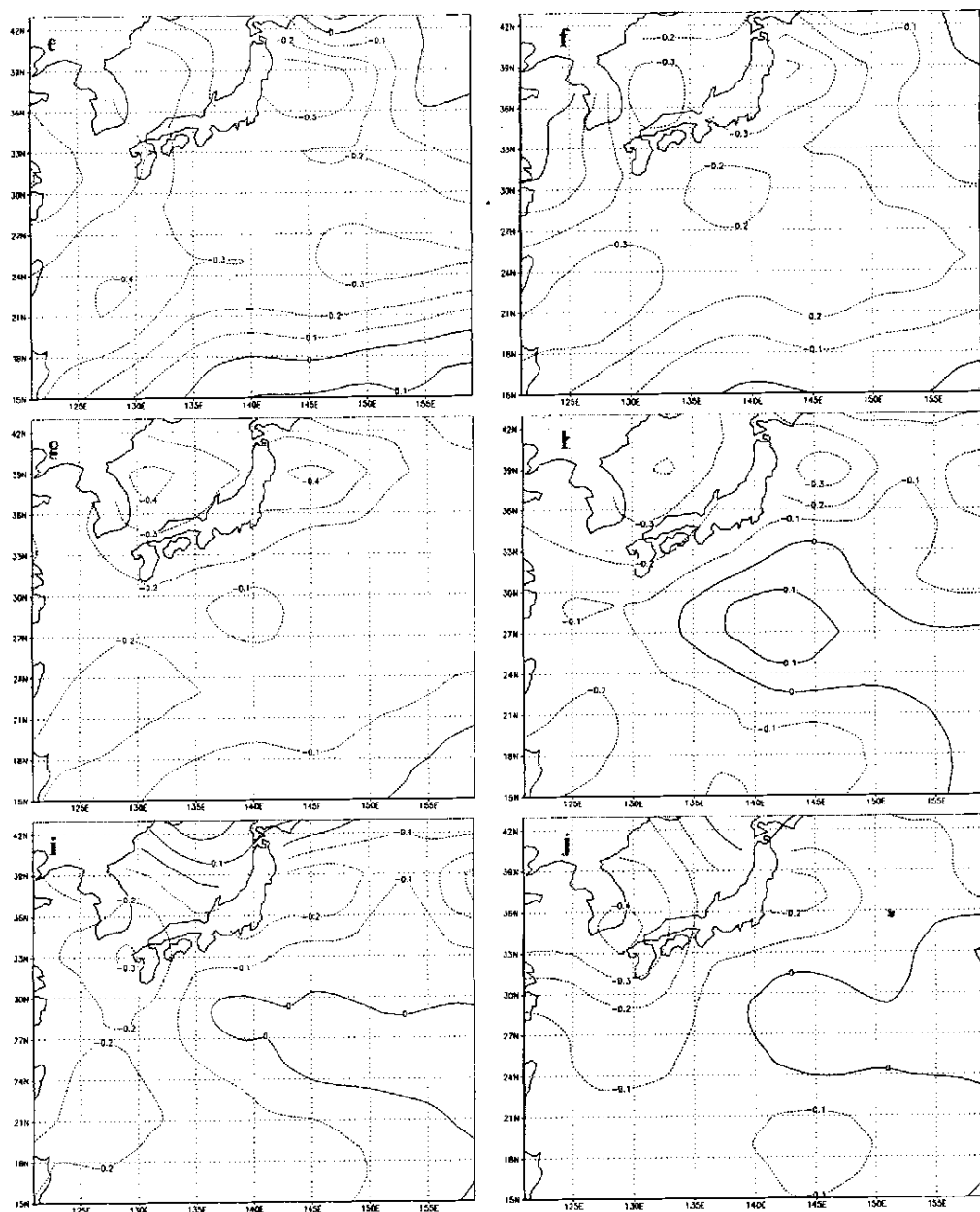


图 7 El-Nino 年 (51, 53, 57, 63, 65, 68, 72, 76, 82, 87, 92, 94, 97 年) 黑潮海温距平合成, 共十五个月, 分别为当年的 11, 12 月和次年的 1-12 月及第三年的 1 月份





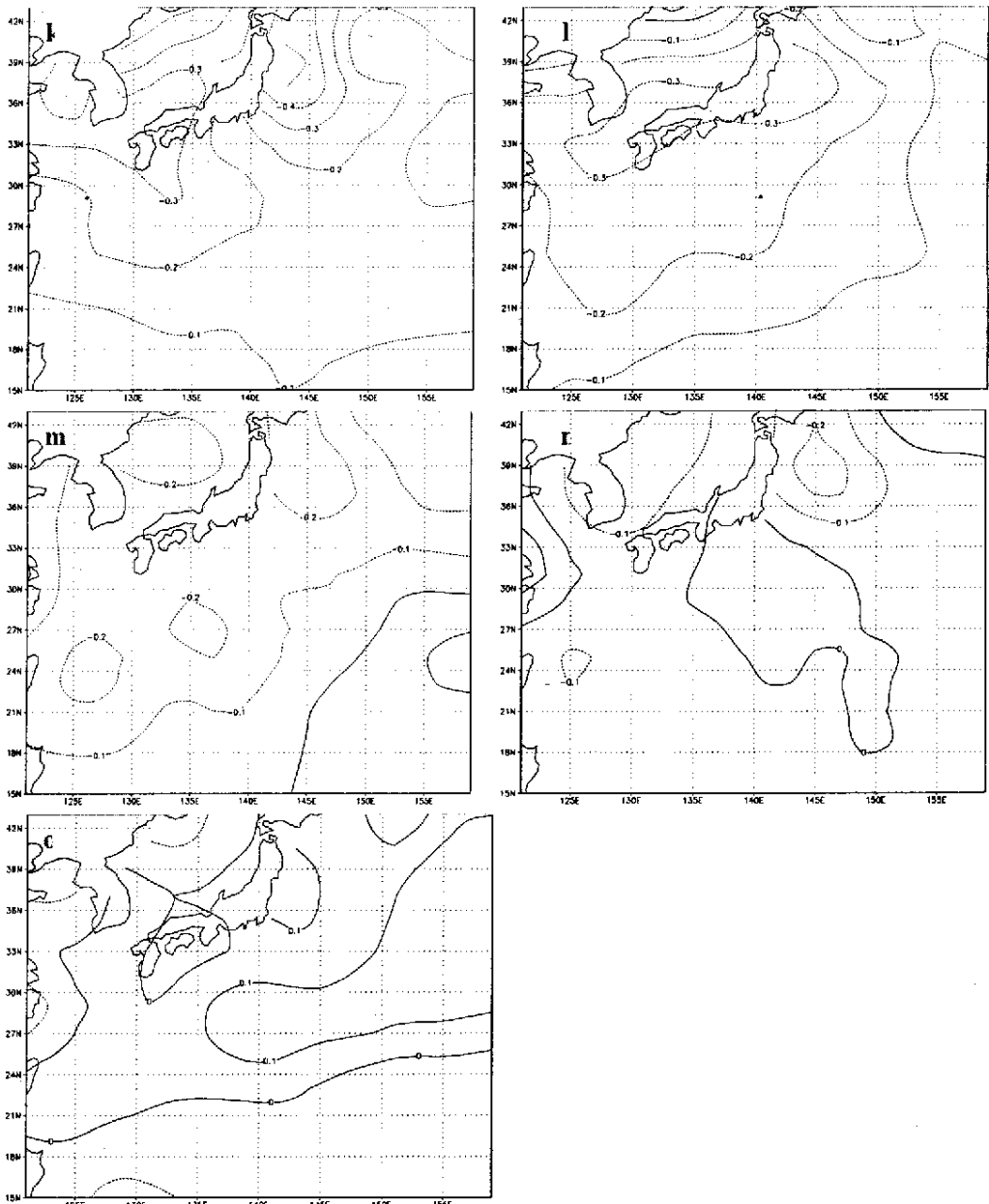


图 8 La-Nina 年 (54, 56, 62, 64, 67, 70, 73, 75, 88 年) 黑潮海温距平合成, 共十五个月, 同样为 La-Nina 年当年的 11, 12 月和次年的 1-12 月及第三年的一月份

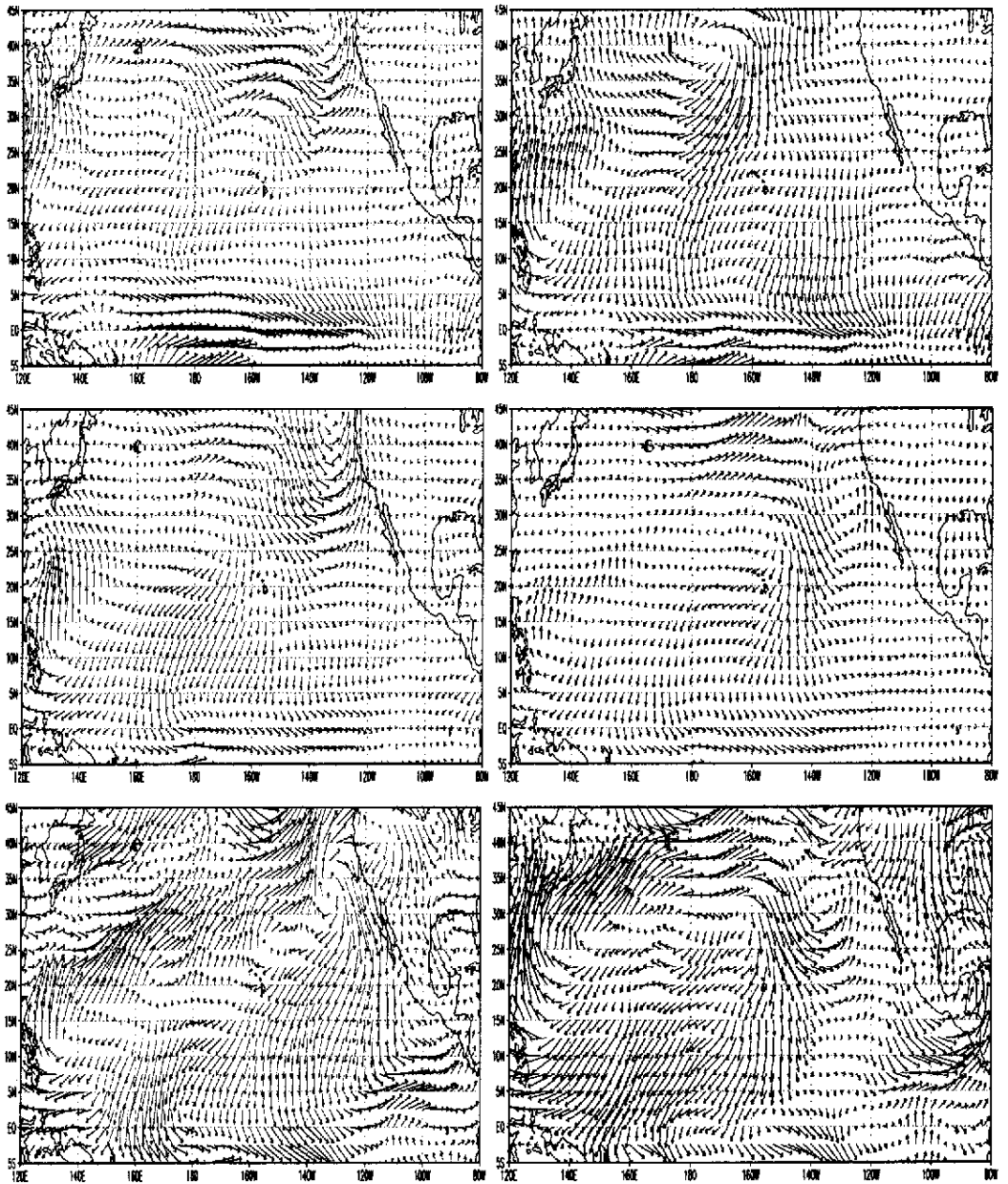


图 9 El-Nino 年 (63, 65, 68, 72, 76, 82, 87, 92, 94, 97 年) 风场距平合成, 分别为当年的 11 月-次年的 4 月份

第四章 赤道中太平洋风场影响黑潮海温的物理机制

在第三章中我们详细的论述了黑潮海域海温异常与赤道中太平洋风场异常的关系,以及其与 El-Nino 及 La-Nina 之间的关系,得出了黑潮海温在 El-Nino 年呈现出正异常,而在 La-Nina 年为负异常,并简要的讨论了导致这一现象的可能原因,认为是大尺度风场和气压场的调整导致了黑潮海温的异常。

但是,黑潮海温异常是如何产生的?赤道太平洋风场到底是通过怎么的机制来影响黑潮海温的呢?本章试图就这两个问题进行解释。

ENSO 的产生机制众说纷纭,其中由赤道中太平洋西(东)风异常开始而发生的暖(冷)事件数占很大比例。考虑到黑潮海温与赤道中太平洋风场有着密切关系,而且在第三章中所使用的 El-Nino(或 La-Nina)的年份中,并非所有的事件都有赤道中太平洋风场异常的产生。所以在本章的一开始,我们将所有冬半年(当年 11 月-次年 2 月)赤道中太平洋风场均为西(东)风异常的 El-Nino(或 La-Nina)事件挑出来,研究一下这些年份黑潮海温的特征与前面使用所有的 El-Nino(或 La-Nina)事件的结果有无差异。

结果为:冬半年西风异常的年份包括 1957、1958、1963、1965、1968、1972、1977、1982、1986、1991、1992、1994、1997 年;冬半年东风异常年有 1949、1954、1955、1973、1975、1988、1998、1999、2000 年。我们可以发现,这些年份大部分与 El-Nino 及 La-Nina 年份相符,但也有个别年份例外。最终选出的 El-Nino 年(当年冬半年赤道中太平洋产生西风异常)为:1957、1958、1963、1965、1972、1977、1982、1986、1994、1997 年;La-Nina 年(当年冬半年赤道中太平洋产生东风异常)为:1954、1955、1973、1975、1988、1999、2000 年。首先分析一下这些年份中黑潮海温的变化特征。

4.1 厄尔尼诺年(冬半年赤道中太平洋有西风异常)黑潮海温的变化

首先做了厄尔尼诺年黑潮海温异常合成图,以便和第三章中的结果进行比较。结果如图 1 所示。

图 1 厄尔尼诺年(冬半年赤道中太平洋有西风异常)黑潮海域海温合成,时间为当年 11 月-次年 12 月(图 a-n)

从图 1 中我们可以很清楚地看到,在冬半年赤道中太平洋有西风异常的这些厄尔尼诺年里黑潮海温的变化与总的 El-Nino 年黑潮海温变化比较一致,都是从当年 12 月份左右开始出现正异常,持续至次年 12 月份消失。其间在次年 6、7 月份出现正负相间的情况;冬半年赤道中太平洋有东风异常的拉尼娜年则持续负异常(6、7 月出现反复)。

图 2 为上面合成图面积平均的序列。从图中也可以看出,从当年 12 月份开始,黑潮海域海温就开始持续正异常,4 月份达最大,约 0.45°C 。除 6、7 月份出现很小的负异常外,这种正异常可一直持续至次年的 12 月份。

图 2 黑潮关键区域海温合成面积平均的时间序列

图 1 和图 2 均证实了冬半年赤道中太平洋为西（东）风异常的 El-Nino(或 La-Nina)年份中黑潮海温的变化与总的 El-Nino(或 La-Nina)年变化完全相同。因此，在下面我们继续使用资料中所有的 El-Nino(或 La-Nina)年份来进行研究。

4.2 热通量的影响

对于海洋来说，海水温度分布取决于它的热量平衡。海洋的热量平衡主要组成部分是太阳辐射，蒸发潜热，大气和海面间的感热交换，海洋平流热量输送以及海表与深层间的热量通量。此外，还有由地球内部经过海底进入水中的热量以及海水物理化学作用而产生的增热与冷却，后两部分热量很少，可以不计。

在第三章中通过研究，初步认为大尺度风场和气压场的调整是导致 El-Nino 年及 La-Nina 年黑潮海温异常的可能原因。但是忽略了从其自身变化去寻找更深一层的物理机制。因此，下面首先从热通量方面入手，来探索前面一章中黑潮海温变化的原因。

海温变化的最直接的原因是热量平衡的变化，其中主要的热通量包括潜热、感热和长波辐射（太阳辐射的异常比较小，可以忽略），首先对热通量的合成进行分析。

4.2.1 厄尔尼诺年黑潮海域热通量的变化

首先，我们做了厄尔尼诺年黑潮海域总的向上热通量（感热、潜热、长波辐射）的合成图，如下：

图 3 厄尔尼诺年黑潮海域异常热通量合成，时间为当年 11 月-次年 12 月。(a-n)

从图 3 中可以看出厄尔尼诺年黑潮关键区海域的热通量变化分为四个阶段：从当年的 11 月份至次年的 4 月份，黑潮海域的热通量为一致的负异常；然后从 5 月份开始异常变为正值，5-6 月为一致的正异常；7-10 月份为正负异常相间（其中负异常的范围较大）；而 11-12 月份重新建立正异常。

从下面的黑潮关键区热通量面积平均的时间序列上可以更清楚地看到这四个阶段：关键区的热通量从当年 11 月-次年 4 月为强的负异常（3 月份出现弱的正异常）；5-6 月为弱的正异常；7-10 月份也为负异常，但数值较小；11-12 月份为正异常。

图 4 黑潮关键区热通量面积平均的时间序列

为了进一步了解各个季节热通量和黑潮海温的关系，我们分季节做了黑潮海温与热通量场的 SVD 分析，如图 5 所示：

图 5 冬、春、夏、秋四个季节黑潮海温与总的热通量的 svd 分析第一特征向量, 左场为热量场, 右场为海温场 (a-h)

从图中我们可以看到, 冬、春季黑潮海域关键区热通量与其海温有很明显的负相关(春季的相关较弱), 而夏秋季节的相关并不明显。这可以说明当年冬季-次年春季, 热通量的变化与黑潮海温变化相关较为密切, 为负相关关系(热通量的负异常对应着黑潮升温); 而夏-秋季则相关不太好。即在厄尔尼诺年当年冬季-次年春季(11月-次年5月)里黑潮海温与热通量有着很好的相关, 热通量的变化对黑潮海温起重要的影响; 而5月份后的夏、秋季节里, 热通量与海温的相关并不明显, 而且其自身变化较小, 影响黑潮海温的可能还有别的因素。考虑到前面所分析的厄尔尼诺年黑潮关键区海温变化的三个阶段: 当年12月-次年5月为正异常; 次年6-7月份出现反复, 为弱的负异常; 8-12月份重新建立正异常, 有必要将这三个阶段分开来一一讨论。下面一节首先分析 El-Nino 年冬季-次年春季(当年11月-次年5月)里黑潮海温变化的机制。

4. 2. 2 El-Nino 年冬季-次年春季黑潮海域热通量变化的原因

在 4. 2. 1 节中我们已经论证过, 厄尔尼诺年当年11月-次年5月, 黑潮海域的热通量变化与海温的关系密切, 两者呈现明显的负相关, 热通量的负异常可能是导致厄尔尼诺年冬季-次年春季黑潮海温正异常的主要原因。从前面的热通量的合成图可知, 在这段时期内黑潮海域与热通量确为负异常。但是是什么原因导致了热通量的变化呢? 这一节中我们致力于探索这个问题。

厄尔尼诺年冬季-次年春季黑潮海面盛行东北季风, 研究表明, 冬季风的变化与黑潮海温变化密切相关。而冬季风对海温的影响也是通过影响它的热量平衡来实现的, 主要过程为: 冬季风增强导致了北方干冷空气的向南扩张, 引起了海面气温大幅下降, 从而增大了海气间的感热、潜热和长波辐射等热量交换。因此, 黑潮海域的冬季风变化必然对海表面的热通量变化产生较大影响。

图 6 为冬季风指数与当年冬季-次年春季热通量异常的相关图:

图 6 冬季风指数与同期冬季及次年年初春热通量的相关分布图

从图中可以很清楚的看到冬季风与同期冬季-次年春季的热通量呈正相关, 相关系数达到了 0.5 以上。表明冬季风增强则热通量增大, 海洋散热较多, 从而导致海温下降; 冬季风减弱则向上热通量减少, 海洋散热少, 所以同等条件下海温会较平均状况有所上升。所以, 在 El-Nino 年当年11月-次年5月份这一段时间内, 冬季风的变化与黑潮海域的热通量有重要关系, 有可能通过影响热通量的变化来影响海温。

4. 2. 3 El-Nino 年冬季-次年春季黑潮海域冬季风的变化及 PEA 遥相关理论

在上一节中,分析了黑潮海域冬季风与热通量的关系后,我们认为有可能是在 El-Nino 年冬季-次年春季里黑潮海面冬季风的减弱,引起黑潮海域热通量的负异常,从而导致了海温的正异常。但是,究竟在这段时间内冬季风是否减弱?为了验证这个结论,我们做了厄尔尼诺年太平洋 1000hpa 风场异常的合成,由于篇幅的原因,我们只选择了前面的若干个月,如图 7 所示:

图 7 厄尔尼诺年太平洋海域 1000hpa 风场异常合成,时间为当年 11 月-次年 5 月(a-g)

我们可以看到,在厄尔尼诺年,从当年 11 月份开始,在黑潮海域就盛行强的西南风异常,一直持续到次年的 5 月份,另外在菲律宾海地区出现了一个强的反气旋性环流异常,并且一直持续着。而阿留申地区存在一个气旋性的异常环流。这也证实了我们前面的设想,在厄尔尼诺年冬季-次年春季里,由于黑潮海域持续的西南风异常,使得海表面的东亚冬季风强度减弱,海面风速减小,海表热通量出现负异常,从而导致黑潮海温正异常。

第三章中的研究表明,黑潮海温异常与赤道中太平洋风场有着很好的滞后相关,两者之间的关系显然不是直接的,可能是通过某种关系链联结的。上面我们也得出了在厄尔尼诺年冬季-次年春季里,黑潮海温异常是由于冬季风强度的变化而导致的。因此我们认为,在这段时期内,黑潮海域的冬季风可能与赤道中太平洋的风场存在一定的关系。

黑潮地区经向风场序列与赤道太平洋纬向风场的滞后相关图可以说明黑潮海域的冬季风确与赤道中太平洋的西风异常存在相关。进一步的合成表明中太平洋西风异常在当年秋季就已开始,只是强度略小于冬季(图略)。所以,我们可以设想:在厄尔尼诺发生、发展期间,首先在赤道中太平洋产生西风异常,然后通过海气相互作用建立了一个稳定的环流形势,而这个环流形势则减弱了黑潮海域的冬季风强度,继而通过热通量的变化,导致了当年冬季-次年春季的黑潮海温正异常。所以,我们认为,黑潮海域的冬季风与赤道中太平洋风场存在遥相关。

图 8 黑潮地区经向风场序列与赤道太平洋纬向风场的滞后相关(黑潮滞后 2 个月),序列长度为 480 个月,阴影区超过了 0.01 的信度检验

但是,是什么样的遥相关机制把厄尔尼诺年冬季-次年春季里黑潮海域的冬季风和赤道太平洋的风场联系起来呢?王斌^[43-45]通过研究得出,联系东亚季风和赤道太平洋变化的关键系统是西北太平洋的反气旋性异常环流,而这其中关键的系统就是菲律宾海反气旋。从上面的图 7 中我们可以很清楚地看到,在菲律宾海(10° - 20° N, 120° - 150° E)的洋面上稳定地存在着一个反气旋性的环流,正是这个反气旋西边界的西南风异常削弱了冬季风的强度,直接导致了黑潮海域热通量的变化。因此,我们有理由相信,正是由于这种机制(即太平洋-东亚遥相关,简称 PEA 遥相关)将赤道中太平洋的风场与黑潮海域的海温变化联系起来。

为了进一步说明 PEA 遥相关的一些特点,我们做了厄尔尼诺年的太平洋冬季海温与风

场合成图来阐述它。

图 9 赤道中太平洋厄尔尼诺年冬季太平洋地区风场及海温场合成 (a-b)

从上图可以看出, PEA 遥相关在风场和温度场上的配置, 其风场是由以下的三部分组成: 赤道中太平洋的两个关于赤道对称的气旋式异常 (matsuno 模型)、菲律宾海的反气旋环流异常、亚洲东部的气旋性环流异常。而在海温场上则表现为: 赤道中东太平洋的正异常、西太平洋的负异常及中国沿海一带的正异常。PEA 遥相关是联系中太平洋海温异常和东亚气候变化的一种机制, 它与 PNA 有两个明显的差别: 一是, 这种遥相关机制被固定在低空, 高层以上不再存在; 另一个特点是它的波列是向西、向极传播的。

El-Nino 年冬季-次年春季黑潮海温变化与赤道中太平洋风场的关系可以用 PEA 遥相关来解释。联系赤道中太平洋风场异常和黑潮海域冬季风变化的机制图如下: 赤道西太平洋西风异常的持续存在, 必然会导致西太平洋暖池降温及赤道中东太平洋的升温, 而西太平洋海温负异常则激发了菲律宾海反气旋的产生^[43]。在菲律宾海洋面上, 反气旋东侧的东北风异常增强了海面上空平均东北信风的强度, 冷空气向南侵入增强以及冷水的向南输送导致了菲律宾海反气旋右侧的海温负异常; 相反, 反气旋西边的西南风异常则减弱了东亚冬季风的强度, 冷空气强度减弱、低纬暖水向北输送的增加, 使得反气旋左侧及其上方的海域升温。总之, 菲律宾海反气旋长期稳定的存在必然会影响到黑潮海域及中国沿海的冬季风变化, 继而影响东亚的气候。

图 10 PEA 遥相关机制图

4. 2. 4 El-Nino 年冬季-次年春季太平洋区域的 850 百帕风场的变化

为了证实上面的 PEA 遥相关的存在, 我们又作了厄尔尼诺年太平洋地区的 850 百帕风场的合成图, 由于重点在于解释前冬-春季黑潮海温正异常的原因, 所以我们只选取当年 11 月-次年 5 月份的图作为参考。

图 11 厄尔尼诺年太平洋海域 850 百帕风场合成, 时间为当年 11 月-次年 5 月 (a-g)

从 850 百帕风场我们可以看出: 其与 1000 百帕的风场配合很好。从厄尔尼诺年的当年 11 月份起, 黑潮海域就已出现西南风异常, 而且强度在逐渐增加, 对应着冬季风的减弱。与此同时, PEA 遥相关中的重要系统, 西北太平洋的反气旋环流也开始发展, 菲律宾海的反气旋持续存在若干个月, 并且 850 百帕流场更好地反映了黑潮续流处的反气旋。此环流持续了 2-3 个月后即消失, 强度要小于菲律宾海处的反气旋。850 百帕的流场更明显的体现了 PEA 遥相关的流场配置, 也证明了这种遥相关主要存在于低层对流层。

4. 2. 5 El-Nino 年冬季-次年春季太平洋区域的 SLP 的变化

图 12 为厄尔尼诺年太平洋地区的 SLP 场合成图, 我们依然取为当年的 11 月份-次年

5 月的合成图来进行分析。

图 12 厄尔尼诺年太平洋海域 SLP 合成, 时间为当年 11 月-次年 5 月 (a-g)

从图 12 我们可以很清楚地看到, 从当年 11 月份起, 黑潮海域下方的菲律宾地区就出现了大面积的正异常, 说明该处海域气压异常升高, 对应于风场上的反气旋式异常, 并且持续至次年的四月份。SLP 的正距平也证实了菲律宾海反气旋的存在, 表明了前面提出的太平洋-东亚遥相关机制的作用确实存在。另外, 在北太平洋阿留申地区出现了大片的负异常, 说明 El-Nino 年次年阿留申低压强度增强。

此外, 正异常的范围也覆盖了黑潮海域。研究表明, 由于海面上方海平面气压正距平的存在, 因而产生了较强的反气旋涡度, 于是施加在海洋表面的风应力切变亦随之偏强, 由于 Ekman 效应, 在海洋的上边界层中就相应出现较强的海水辐合, 并伴有较强的海水下涌, 从而引起海水表面温度的上升。

总而言之, 冬季风的变弱与海水的辐合共同作用导致了黑潮海域海温在厄尔尼诺年冬季-春季的正异常, 而当冬季风逐渐减弱消失及向夏季风转化的过程中, 风场的变化对海温的作用已不是决定性的, 这时这种海水的辐合辐散及海流的输送可能是后面若干个月黑潮海温变化的原因, 我们会在下面予以讨论。

4. 2. 6 El-Nino 年次年 6-7 月黑潮海温出现反复的原因浅析

在上面所做黑潮海温面积平均的时间序列中, 我们注意到黑潮海域海温在次年 6-7 月出现了弱的负异常。我们已经研究了隆冬到初春这一段时间海温正异常的原因及机制。那么, 是什么原因导致了 6-7 月黑潮海温的负异常呢? 在这里, 我们从海洋本身的热力方面的特征简要的分析一下。

海气相互作用是一个复杂的过程, 大气环流和海洋环流在一定程度上是互相制约的, 但两者之间又有它们的相对独立性, 所以, 同时在这一对矛盾体中, 在一个时期内必然有其矛盾的主要方面。如果在某一时期当大气是处在矛盾的主要方面时, 它将部分地造成海洋环流及海水温度的异常变化。而在另一个时期中, 当海洋是矛盾的主要方面时, 通过它共给大气的能量, 势必将在某种程度上影响大气环流的一系列演变。

就黑潮海域来说, 在 El-Nino 年当年冬季-次年春季这一段时间内, 黑潮海域盛行东北季风, 海洋主要是失热, 海气温差较大, 风速的变化对海表热通量的影响极大。因此, 在这段时间里, 大气是主要的矛盾体, 它的变化制约着海温, 其机制我们在前面已经讨论过, 这里不再赘述; 而 4 月份过后, 海洋逐渐由失热变为吸热, 冬季风开始减弱, 并向夏季风转变。海洋开始升温, 大气的温度也在逐渐升高, 海气温差减小, 而且海表风速也开始降低, 这时大气已不再是主导因子, 其对海温不再是决定性的。因此黑潮海域的海温正异常只延迟到次年的 5 月份。从 6 月份的次年夏季开始, 由于太阳辐射的增加, 黑潮海面加热增加, 总的热通量开始变为正异常, 说明黑潮海域放热增加, 所以海温开始出现负异常或正负异常相间。

4. 2. 7 El-Nino 年次年 8-12 月黑潮海温重新建立正异常的机制

7 月过后, 海温又开始恢复正异常, 直至这一年的 12 月份。那么, 又是什么原因导致了次年的 8-12 月份黑潮海温的正异常呢?

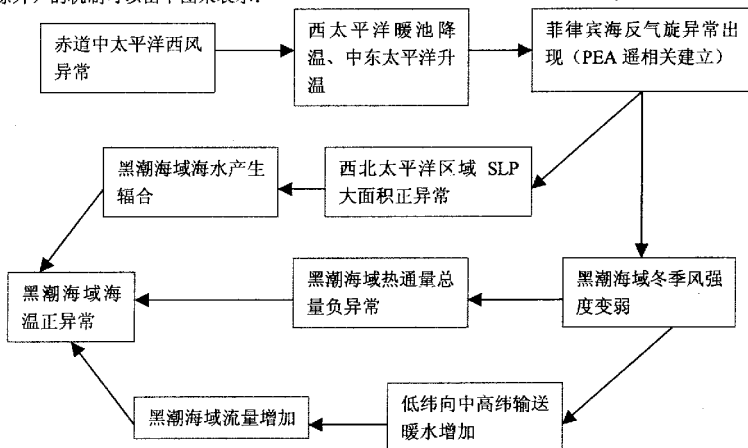
从黑潮关键区热通量面积平均的时间序列图上可以看出, 7-10 月里的热通量变化不大, 因此这段时间内热通量的变化对黑潮的影响较小, 可能有其他方面的机制。图 15 是 El-Nino 年太平洋地区表层海流的流场图。由于目的是为了揭示黑潮海域次年 7 月份以后的海温重新建立正异常的原因, 所以合成图的时间为次年的 6 月-11 月份。

图 13 西风异常的 El-Nino 年太平洋地区表层海流合成

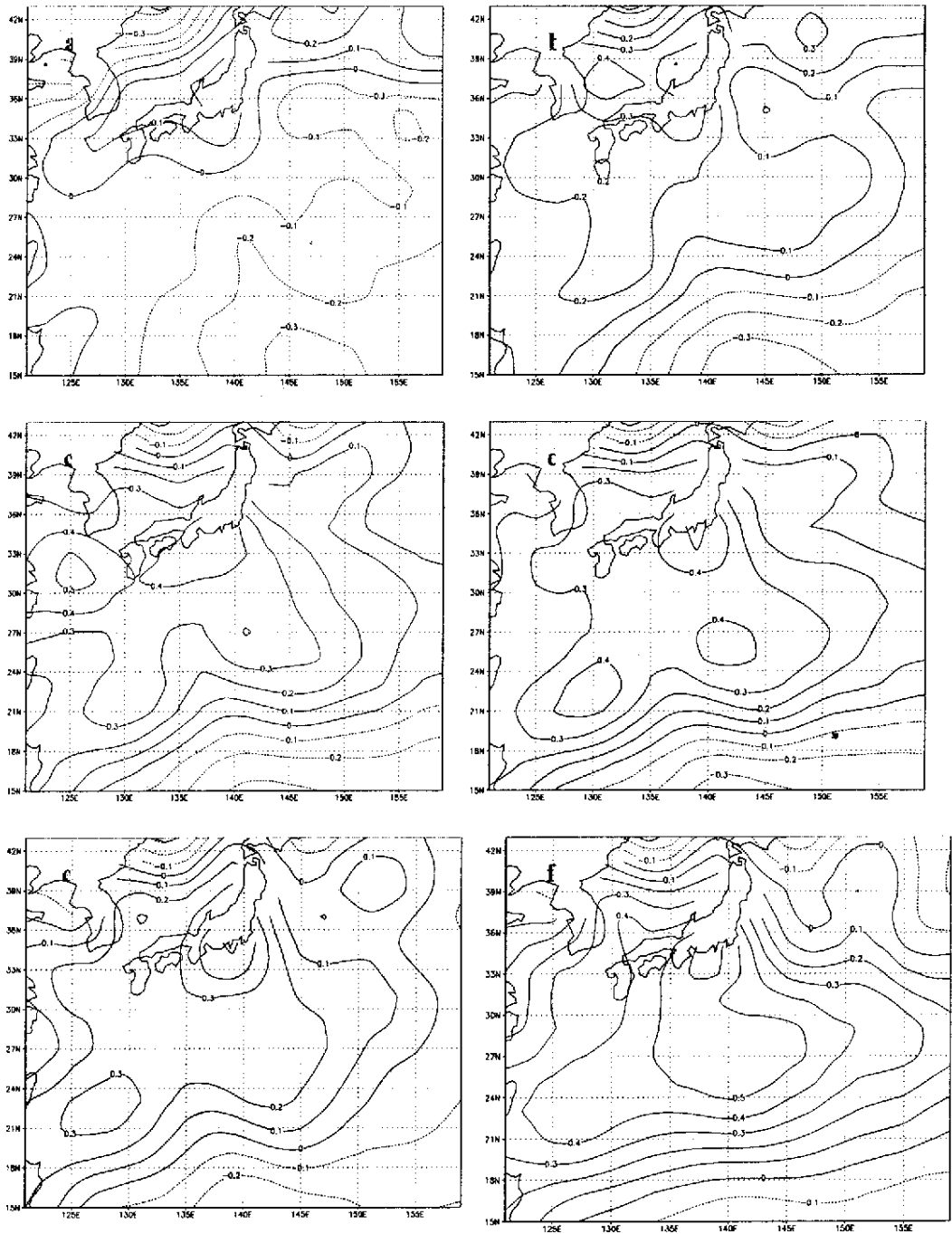
由图中可以看出, 从次年的 6 月份起, 黑潮的源地北赤道流明显加强, 在 10N 左右有较强的向北输送, 这种向北输送一直持续到 11 月份。而北赤道洋流的加强意味着较多的低纬度的暖水向北输送, 经过一定的时间后必然会使得黑潮海域的海温异常升高。

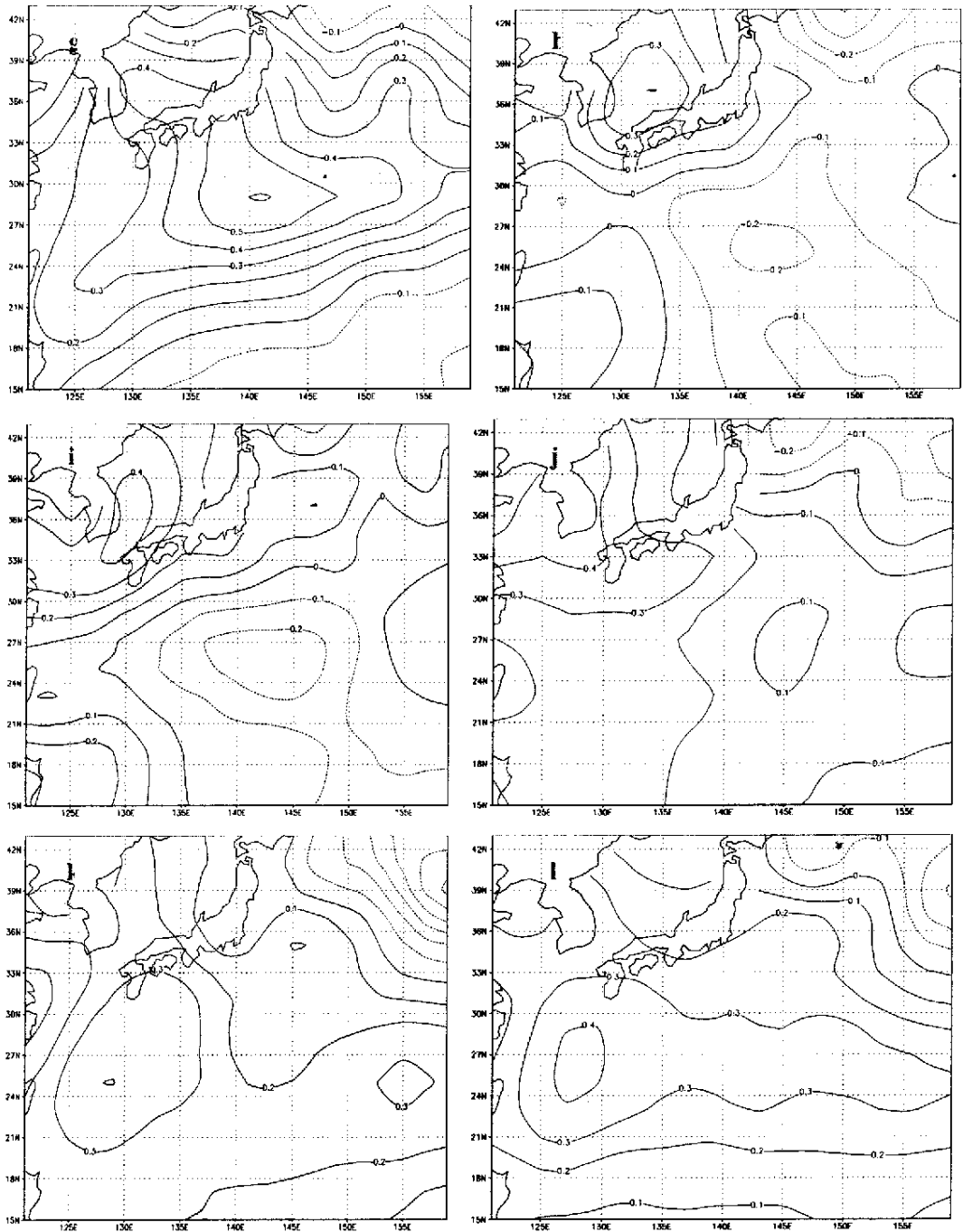
另外, 我们还注意到, 这一段时间内, 黑潮海域海流有辐合的趋势, 呈现出一弱的反气旋性环流, 位置与我们所研究的关键区大致相符, 只是略微偏下。这是因为在次年的 7-11 月, 黑潮海域的 SLP 仍维持正异常 (图略), 而正异常的维持有利于自身海表暖水的汇合。在前文已经说过, 海表暖水的辐合必然会引起局地海水的变暖。这两个因素可能是 7 月份以后黑潮海域重新建立正异常的原因。

综上所述, 厄尔尼诺年当年 12 月-次年 12 月黑潮海域海温正异常 (6-7 月的弱负异常除外) 的机制可以由下图来表示:



本章附图





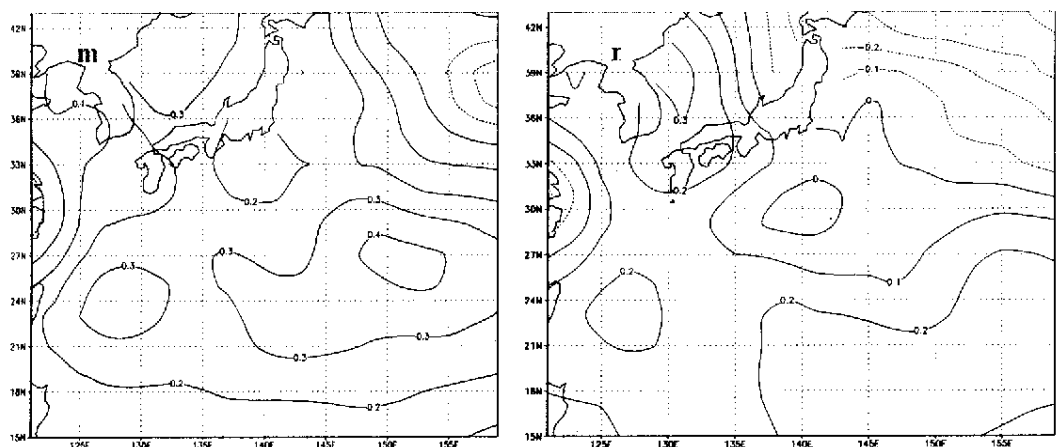


图 1 厄尔尼诺年黑潮海域海温合成，时间为当年 11 月-次年 12 月

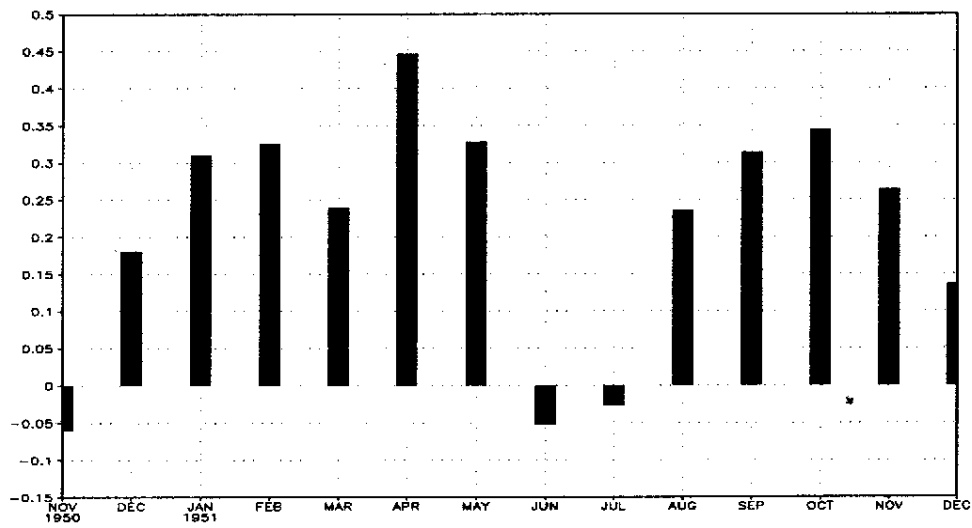
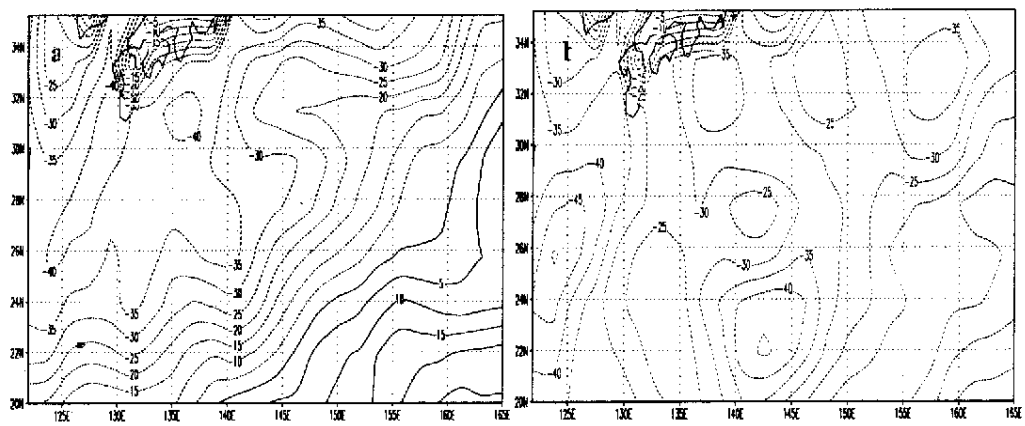
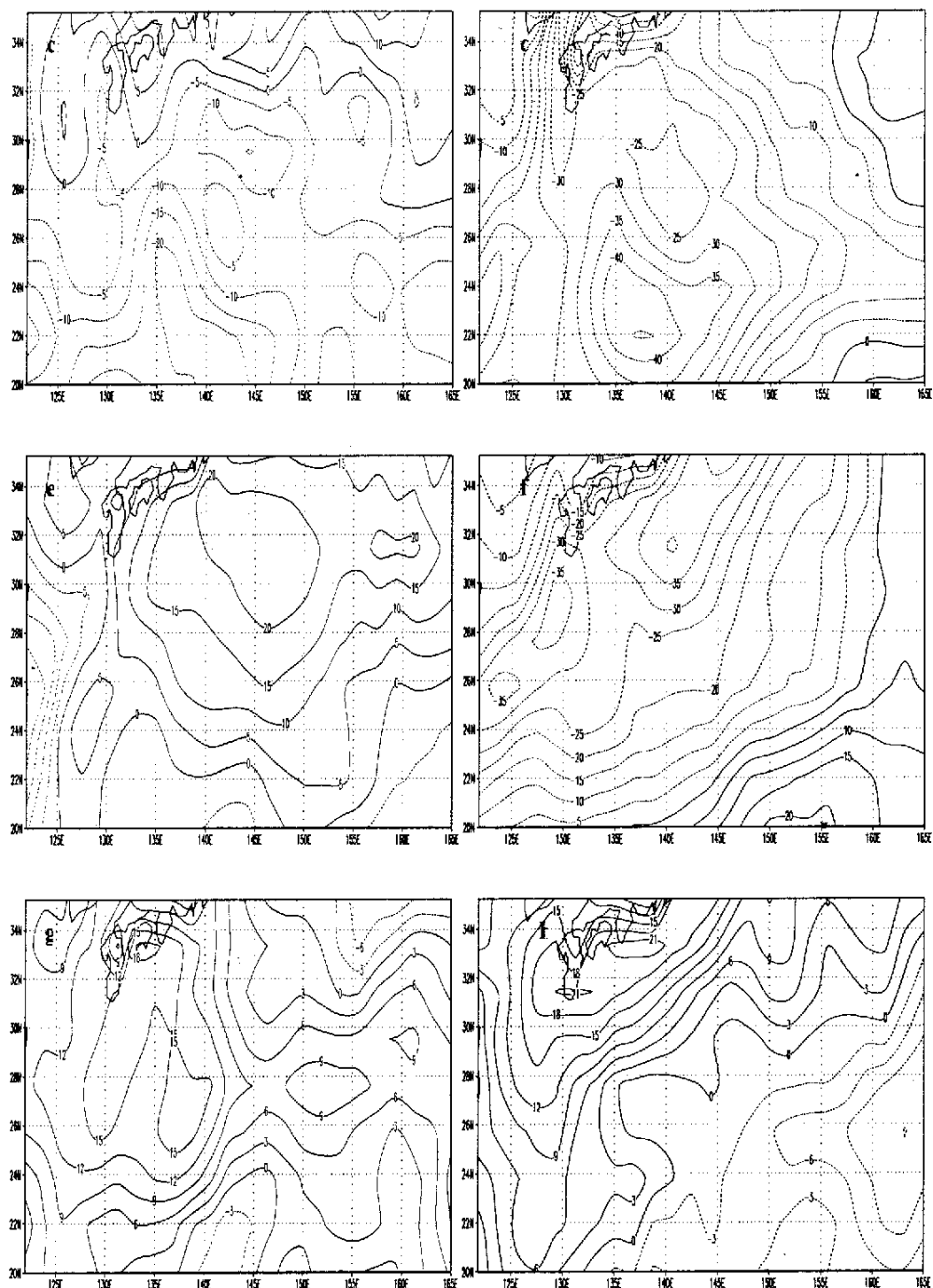


图 2 黑潮关键区域西风异常年海温合成面积平均的时间序列





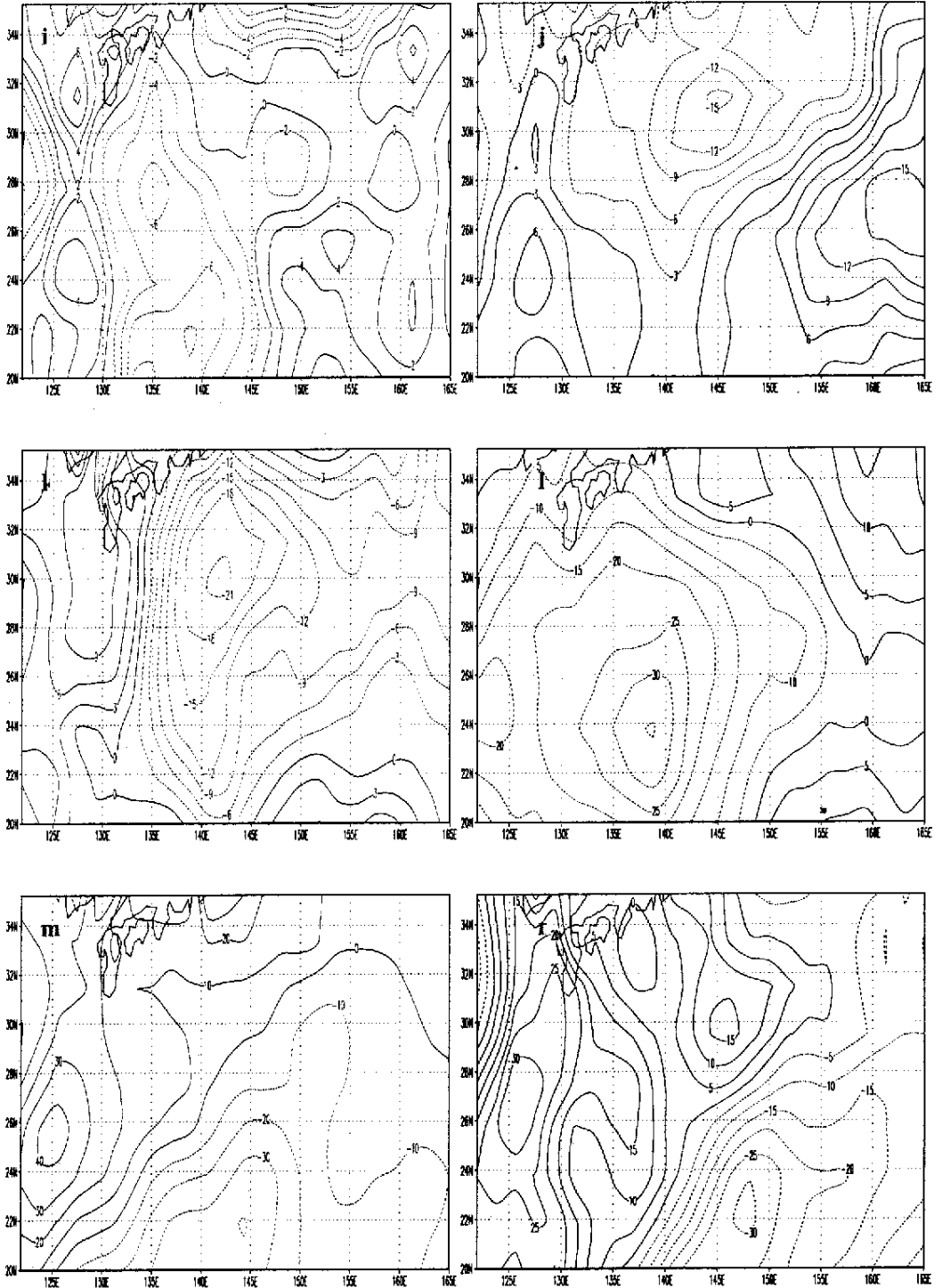


图 3 厄尔尼诺年黑潮海域热通量合成，时间为当年 11 月-次年 12 月

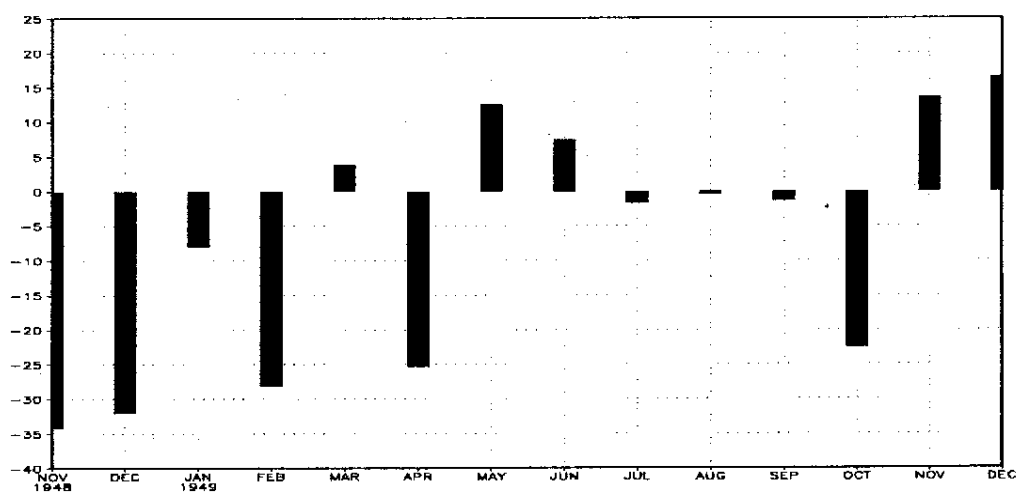
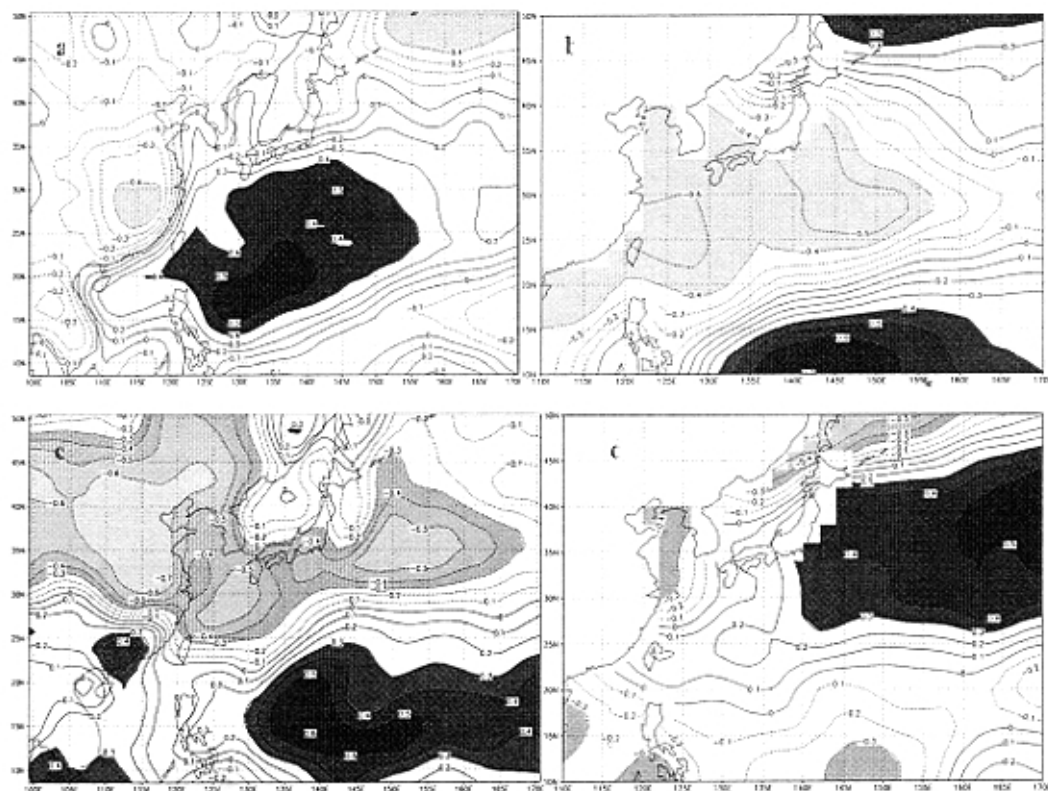


图 4 黑潮关键区热通量面积平均的时间序列



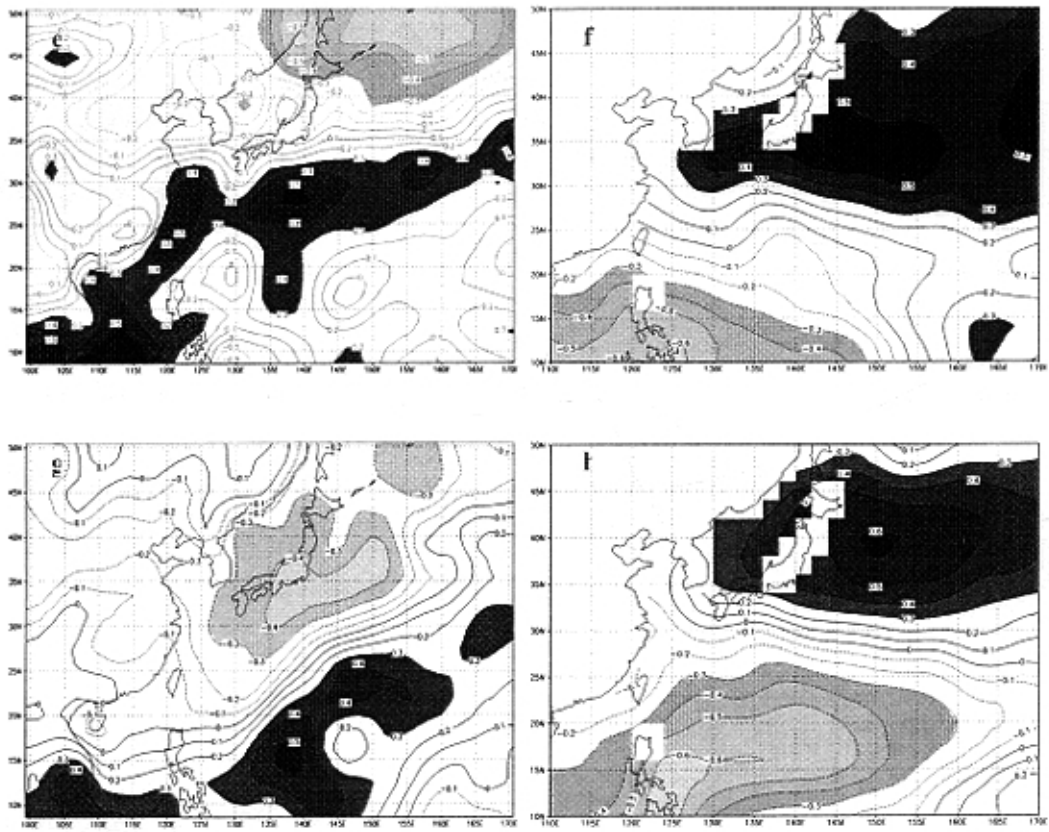


图 5 冬、春、夏、秋四个季节黑潮海温与总的热通量的 svd 分析第一特征向量，左场为热量场，右场为海温场。

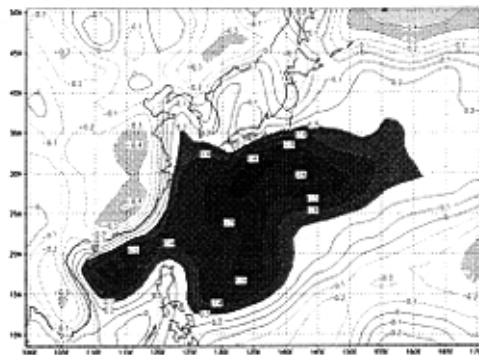
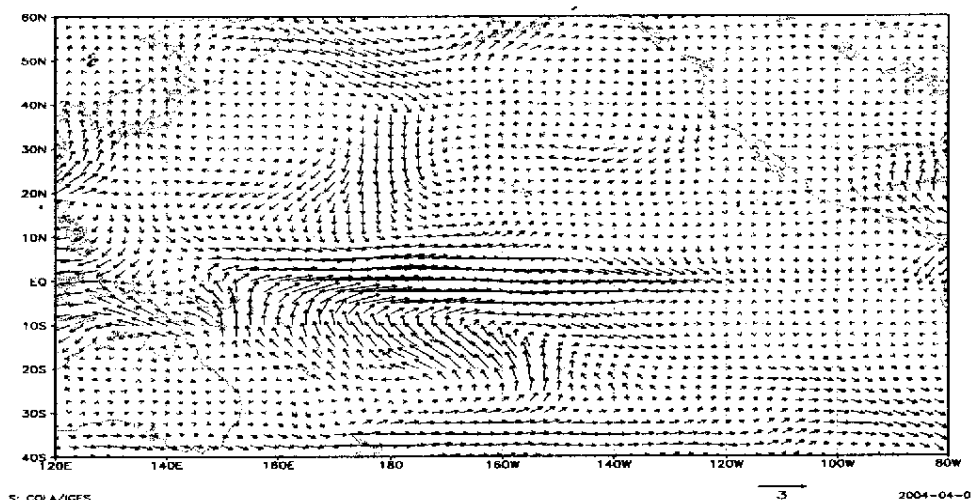
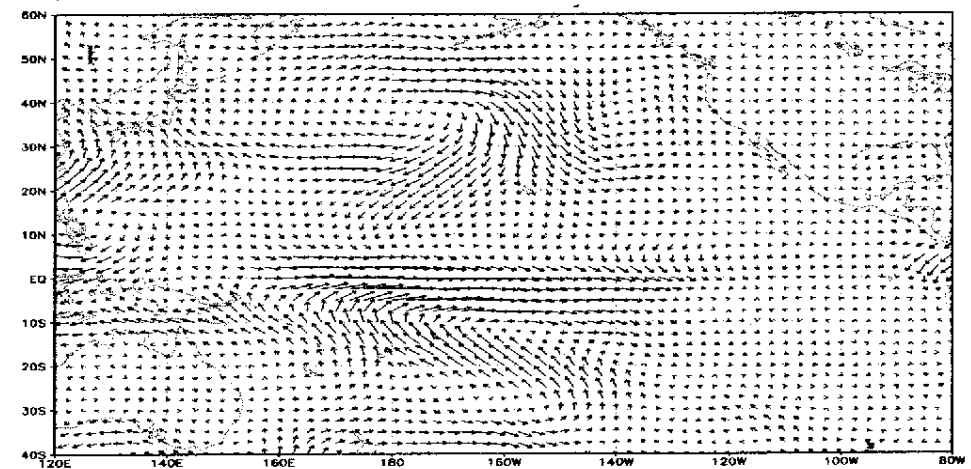


图 6 冬季风指数与同期冬季及次年春季热通量的相关分布图



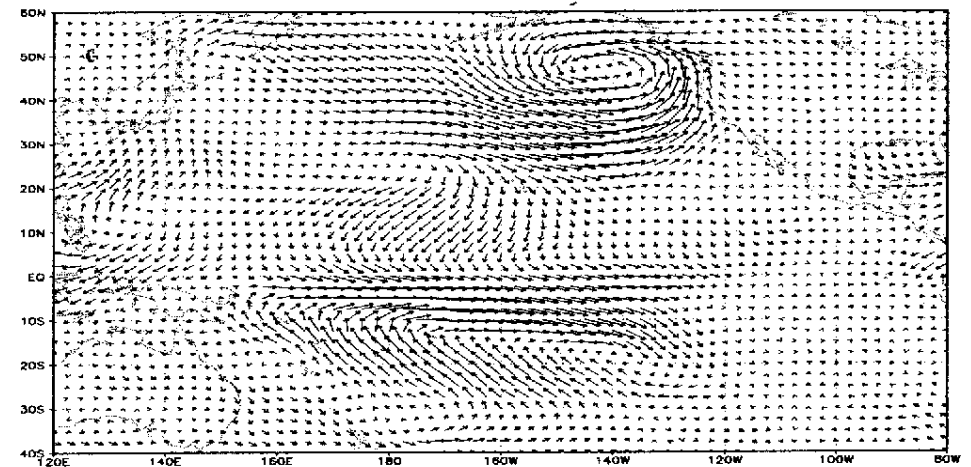
S: COLA/IGES

2004-04-0



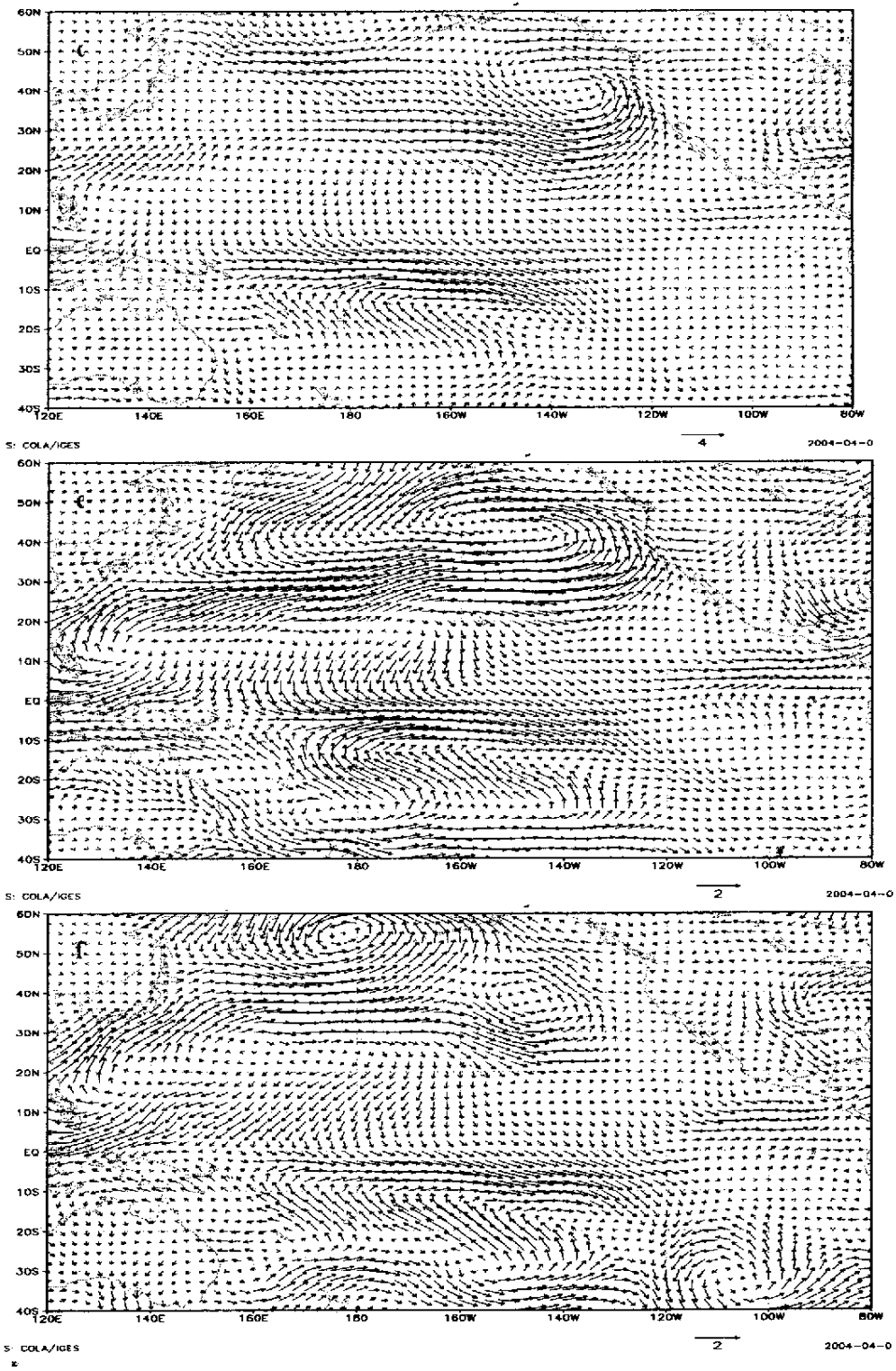
S: COLA/IGES

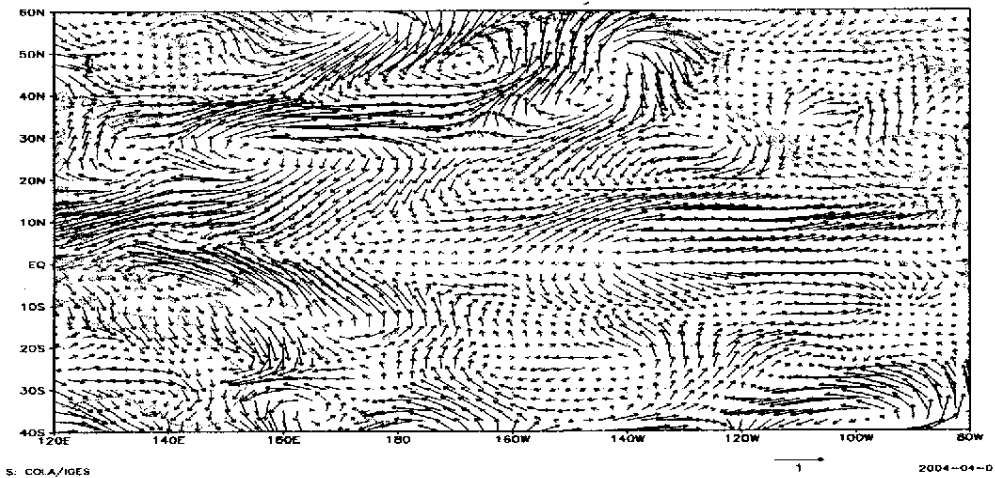
2004-04-0



S: COLA/IGES

2004-04-0





，图 7 厄尔尼诺年太平洋海域 1000hpa 风场合成，时间为当年 11 月-次年 5 月

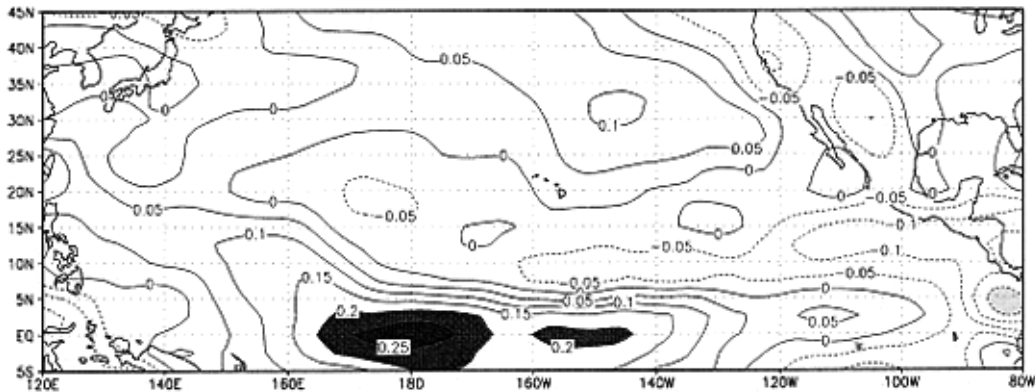
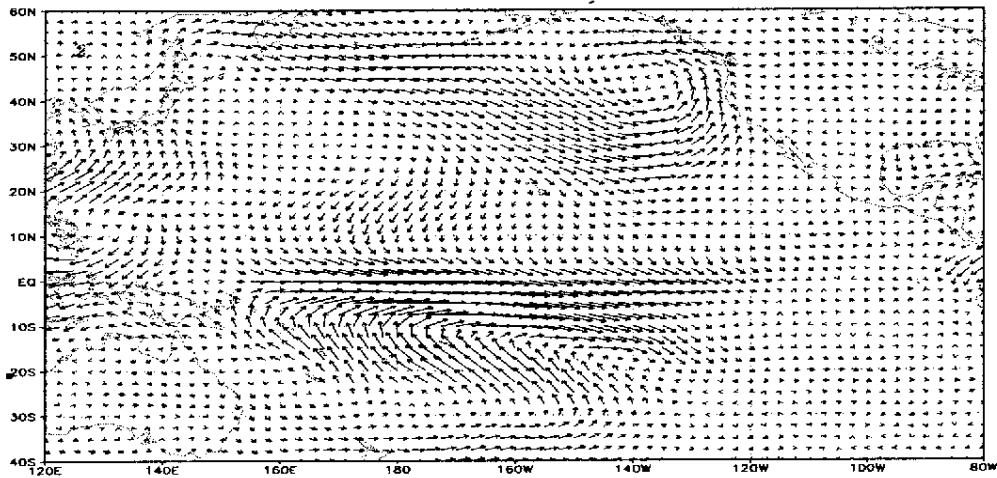


图 8 黑潮地区经向风场序列与赤道太平洋纬向风场的滞后相关（黑潮滞后 2 个月），序列长度为 480 个月



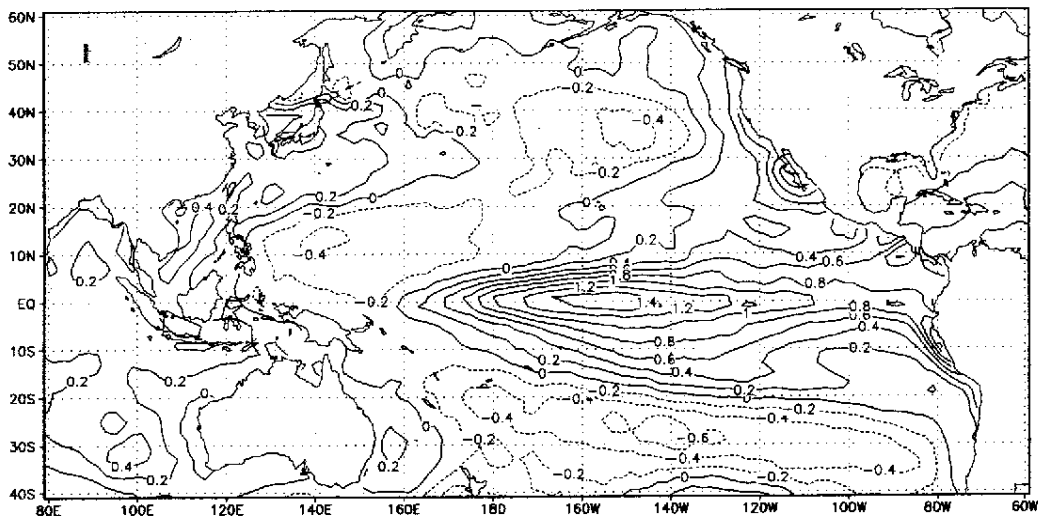


图 9 赤道中太平洋厄尔尼诺年冬季太平洋地区风场及海温合成

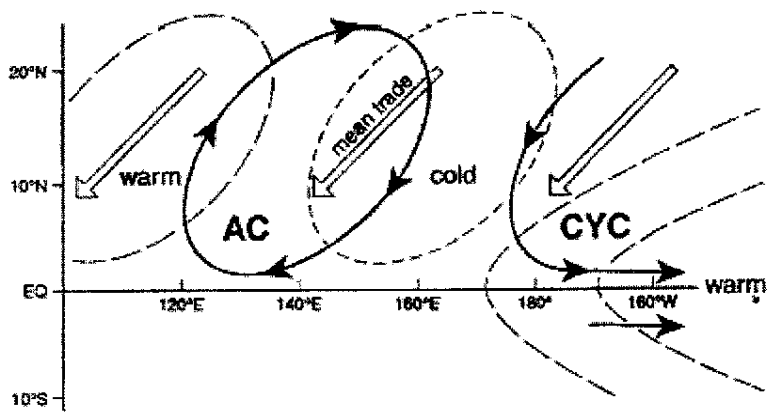
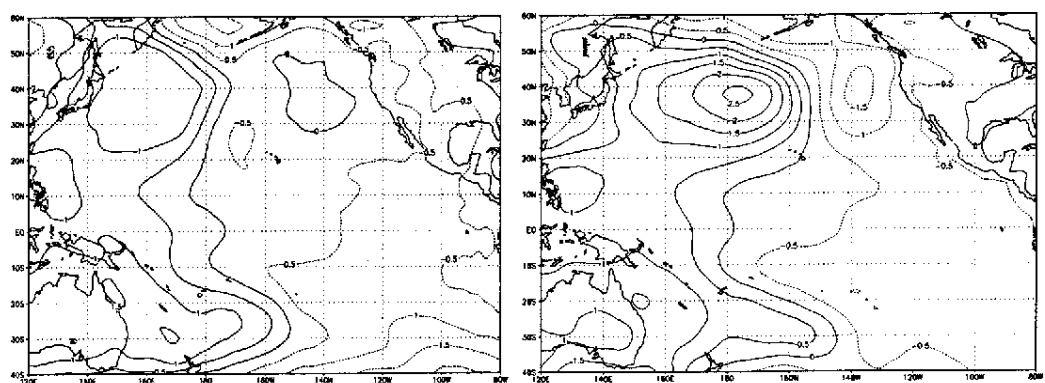


图 10 PEA 遥相关机制图



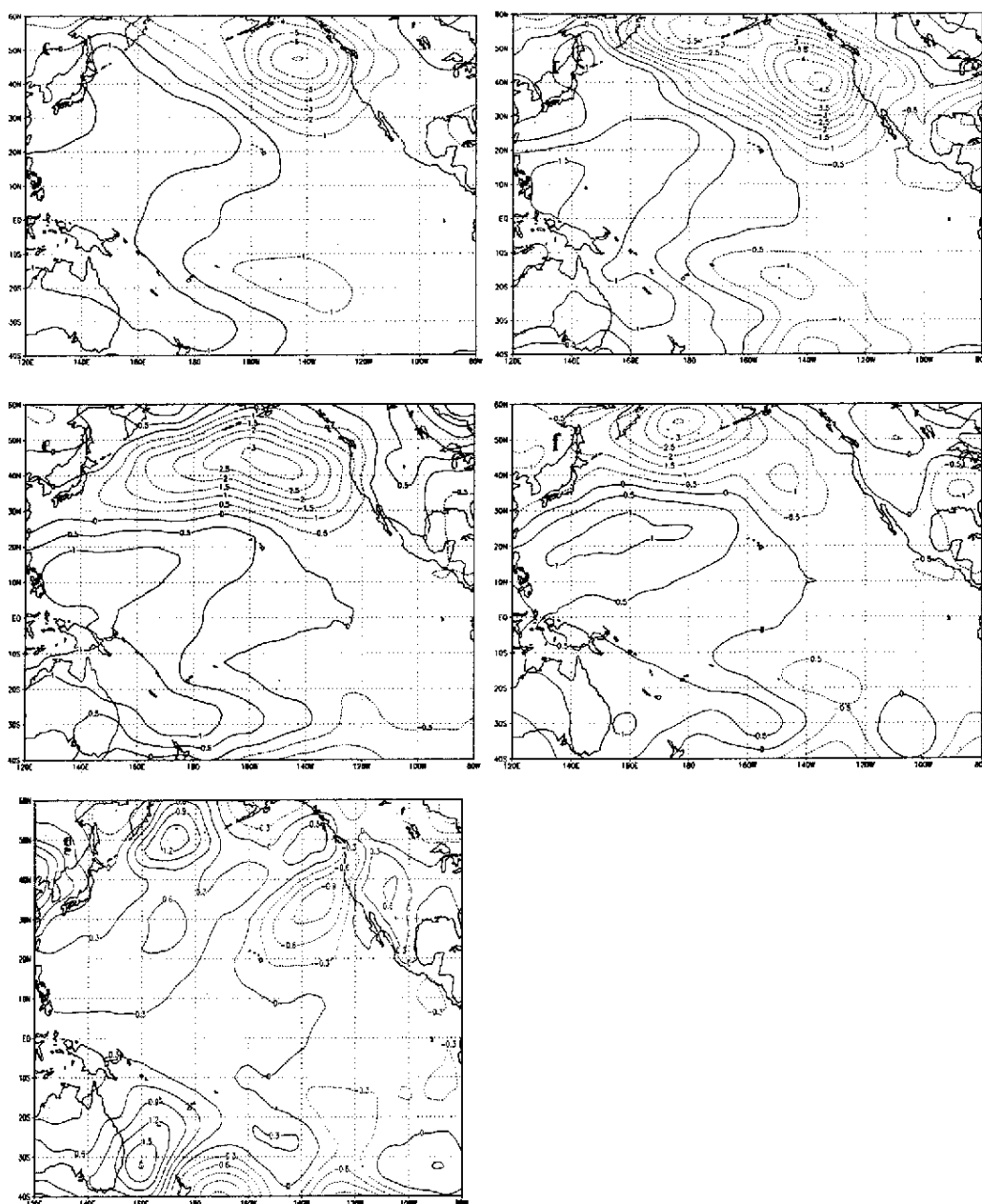
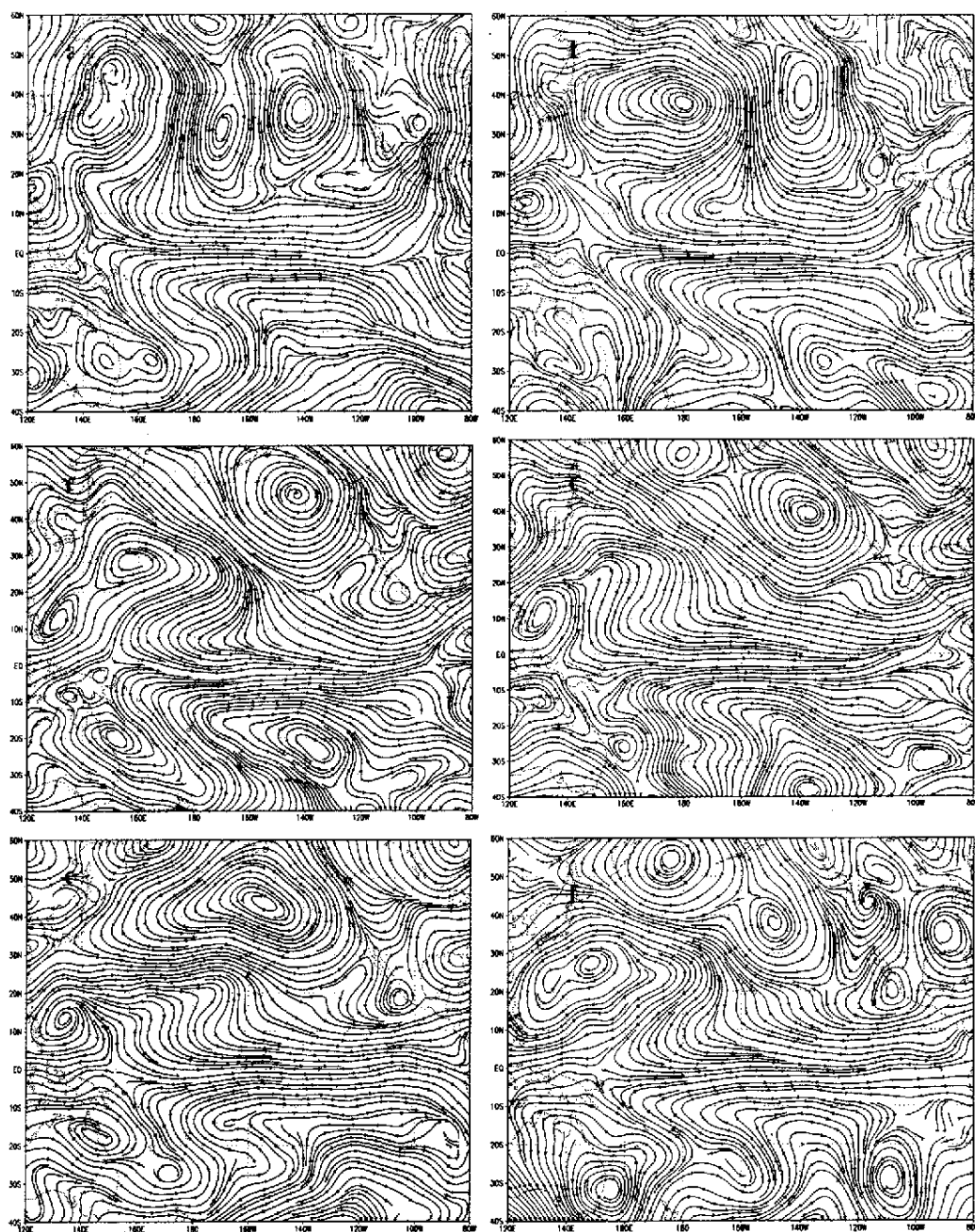


图 11 厄尔尼诺年太平洋海域 slp 合成，时间为当年 11 月-次年 5 月



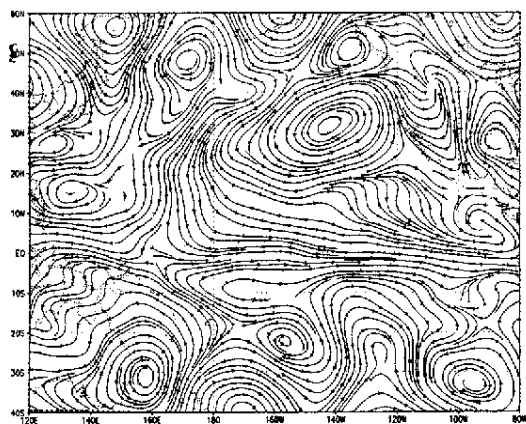
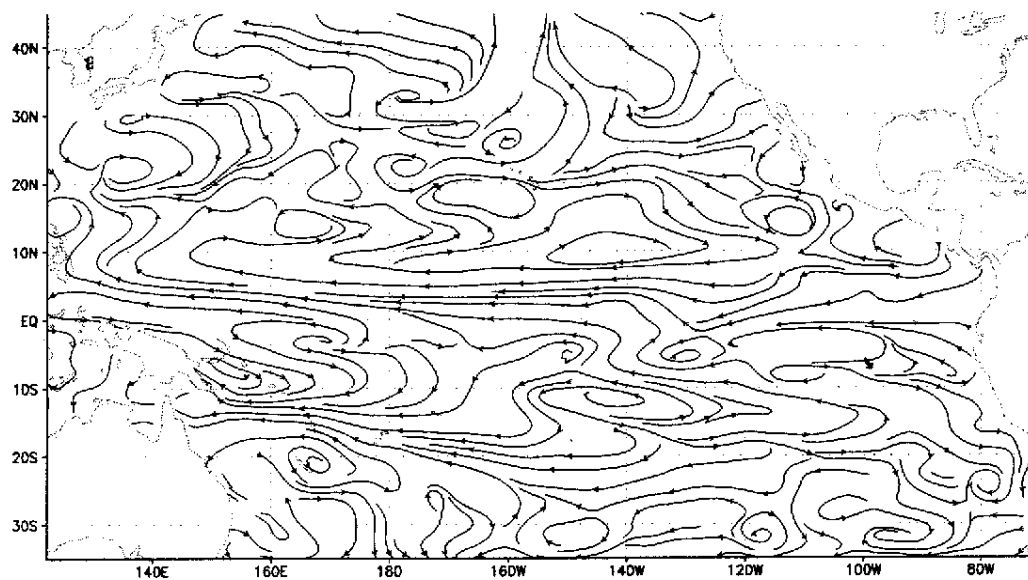
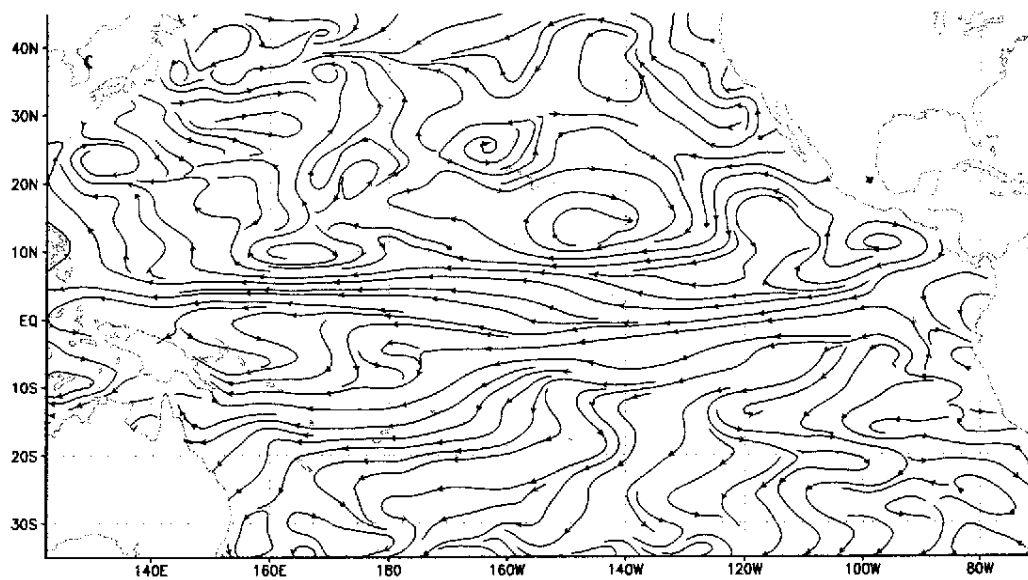
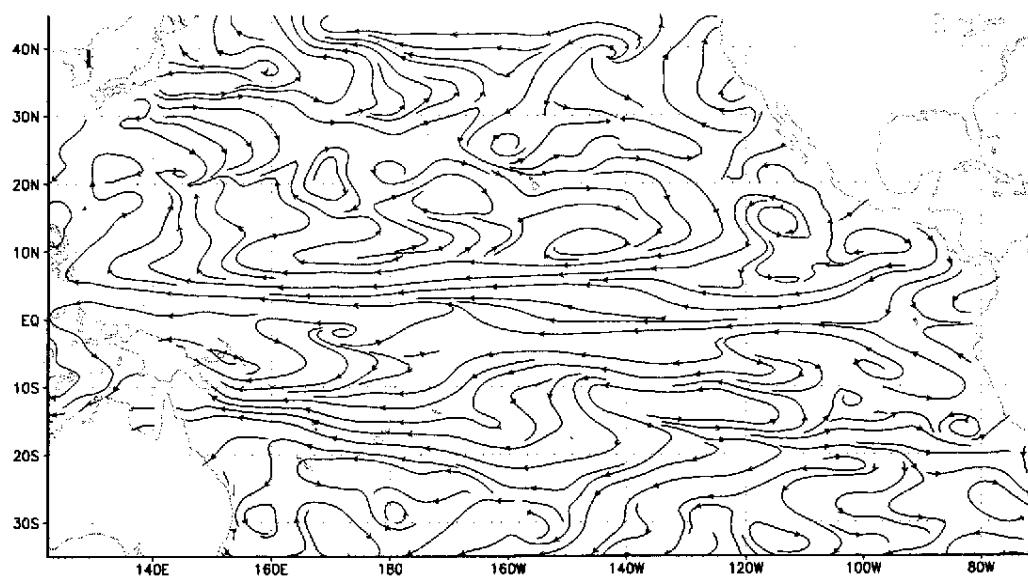
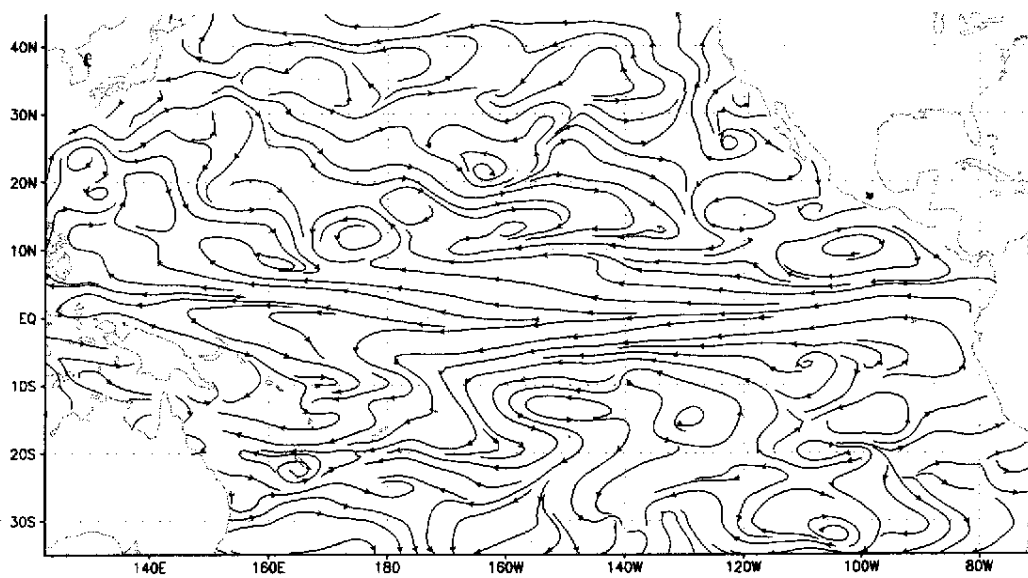
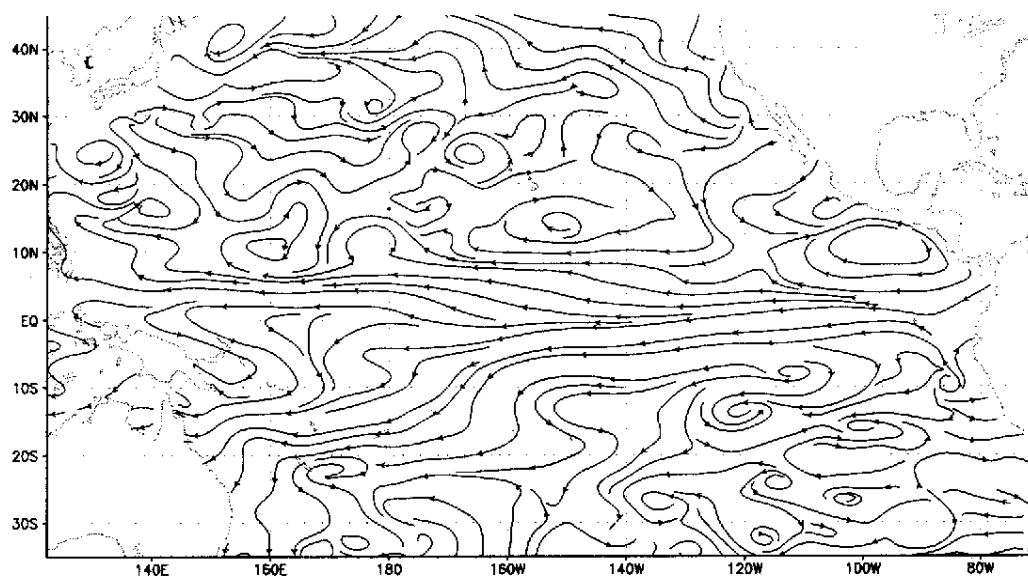


图 12 厄尔尼诺年太平洋海域 850 百帕风场合成, 时间为当年 11 月-次年 5 月







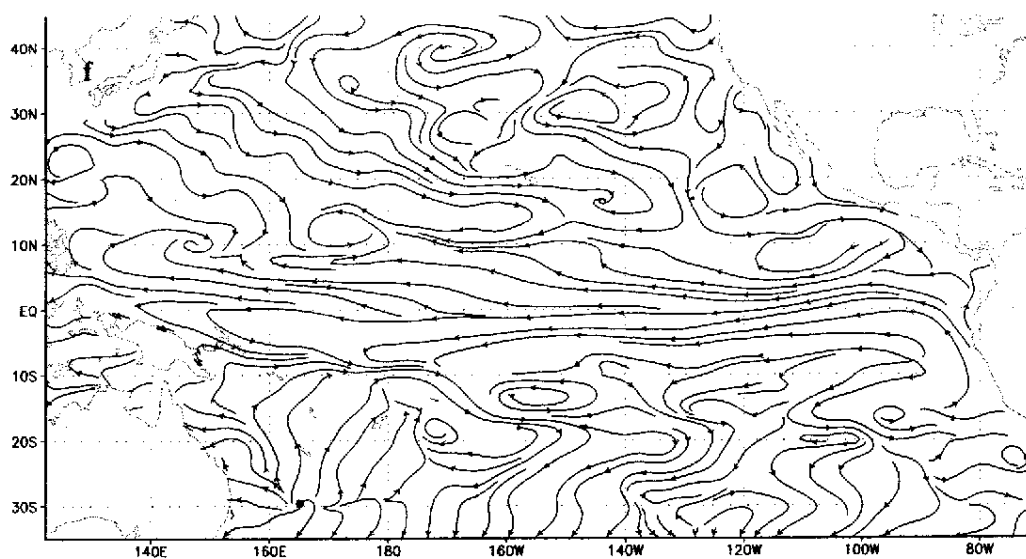


图 13 西风异常的 El-Nino 年太平洋地区表层流场

第五章 前冬黑潮海温影响后期东亚大气环流及我国降水简述

黑潮是西北太平洋中的一般强大暖洋流，冬半年黑潮海区向其上空大量输送热量，这种高放热性对邻近地区的气候效应如何，是黑潮研究中的一个重要课题。

中高纬度太平洋的黑潮区域与我国和日本相邻，早在 1972 年，中国科学院大气物理研究所的专家曾经分析过黑潮 SSTA 与我国汛期降水的关系，并尝试用其来做预报。朱伟军等利用观测分析和数值模拟研究了黑潮 SSTA 对风暴轴和急流的影响。赵永平等研究了黑潮海域海洋异常加热对北半球大气环流的影响。翁学传、张启龙等研究了黑潮与黄淮平原区、华北地区汛期降水的关系。丁良模研究了黑潮关键区的海面放热量对长江地区梅雨降水的影响。李永康研究了黑潮海温对我国汛期降水的影响。王黎娟等研究了黑潮地区海温与南海夏季风爆发日期的关系。方之芳等研究了冬季大气环流对黑潮暖流海温的强迫作用。以上研究说明黑潮海温与大气环流及东亚季风的进退有着密切的关系。

我国东部地区受东亚季风进退的影响很大，其天气、气候与黑潮有着密切的联系，进一步研究黑潮海温与大气环流的关系是非常必要的。

上面的两章讨论了影响黑潮海温异常的风场及其发生机制，但是归根结底，研究黑潮海温是为了探索它的变化对大气环流及我国气候的影响，这一点前人作了大量的工作，所以本章只是简要的概述一下。

由于黑潮在冬季向上空释放出巨大的热量，对大气的的影响十分深远。而且，我国东亚夏季雨带的进退与东亚季风前沿的进退有着密切的关系，而冬季黑潮区域海温异常与我国东部地区夏季降水存在很好的联系，但是对于冬季黑潮海温异常影响东亚夏季风及我国东部地区夏季降水的物理机制还不十分清楚。所以本章将主要着眼于研究冬季黑潮海域海温异常对东亚夏季风、大气环流及我国气候的影响。

5.1 冬季黑潮区域海面温度的时空演变

图 1 为多年平均 (51-98 年) 的冬季黑潮海域 SSTA 的旋转 EOF 分析的第一特征向量，从图中可以看出，第 1 特征向量表明冬季黑潮 SSTA 变化较为一致，其大值区呈现出与黑潮流向方向一致的空间分布特征，最大值位于台湾东北方的洋面上。另外由其时间系数可见：黑潮 SSTA 呈现明显的年际、年代际变化特征，其中 1951—1970 年为相对低值年，1970 年以后为相对高值。由于第 1 特征向量的方差贡献为 49%，所以，可以说第 1 特征向量基本上代表了冬季黑潮 SSTA 变化的主要特征。

图 1 冬季黑潮区域 SSTA REOF 分析的第 1 特征向量及其时间系数 (a-b)

5.2 冬季黑潮区域的年际、年代际变化及高低值年的选取

图 2 为黑潮关键区域冬季合成 (与第三章中的一致) 的 SSTA 的面积平均的时间序列。由图可以看出，冬季黑潮区域海温具有明显的年际和年代际变化特征。其年际变化主要表现为存在着异常的高低值年份，而且低值年份多出现在 1985 年之前，而高值年份多出现在

1985 年之后。为了更方便的研究黑潮海域与大气环流的关系,我们进行了黑潮海温距平高低值年的选取。规定黑潮海温距平值大于 0.4°C 的年份为海温高值年,而海温距平小于 -0.4°C 的年份为海温异常低值年。因此,我们根据这一标准所挑选的高低值年分别为:正异常年有 1973、1979、1988、1992、1995、1998 共 6 年;负异常年包括 1957、1963、1968、1971、1974、1981、1982、1984 共 8 年(这些年的冬季月份包括上一年的 12 月份和当年的 1、2 月份)。下面就据此进一步研究冬季黑潮区域 SSTA 与大气环流的联系。

图 2 冬季黑潮海域 SSTA 的面积平均时间序列

5.3 前期冬季黑潮海温异常与我国夏季降水的相关

图 3 给出了冬季黑潮区域 SSTA 面积平均的序列与我国夏季降水的相关系数。由图可见,前期冬季黑潮区域海温与我国东部地区夏季降水的相关分布具有明显的区域分布特征:华北地区和东北地区为负相关区,西北地区和长江流域及内蒙地区附近为正相关区。相关中心极大值约为 0.35,位于长江中下游流域,达到 0.01 的信度检验。这表明冬季黑潮区域海温高的年份,华北地区和东北地区的次年夏季降水将偏少,而西北地区和长江流域的降水偏多,尤其是在长江中下游及其以南地区容易发生洪涝;反之,冬季黑潮区域海温低的年份,华北地区和东北地区的次年夏季降水将偏多,而西北地区和长江流域的降水偏少,长江中下游及其以南地区容易发生干旱。

图 3 前期冬季黑潮区域海温异常与我国夏季(6-8)降水的相关

为了进一步研究在冬季黑潮区域海温高低值年的次年夏季我国降水差异,对冬季黑潮区域海温高低值年份的我国次年夏季降水分别作合成分析。从图中可清楚看到,在冬季黑潮区域海温偏高年,我国长江中下游流域及其以南地区的降水明显增多,降水量距平可达 40mm,即相对于该地区气候平均状态,降水异常偏多;而华北地区流域及东北部分地区次年夏季降水有所减少。冬季黑潮区域海温偏低年时,长江中下游及其以南地区的次年夏季降水量明显减少,降水量负距平值最大时也为 40mm,相对于该地区气候平均状态,降水异常偏少,而同期华北地区降水量则有所增加。

图 4 1951-1998 年间冬季黑潮区域海温偏高年和偏低年中国夏季(6-8 月)降水距平合成(a-b)

从强弱年差值及其 t 检验的图上可以看出,超过 0.05 信度的区域有长江中下游流域、华北的部分地区,说明这两个地区在黑潮海温高、低异常年时的变化较大,与黑潮的关系较为密切。

图 5 黑潮海温高低值年的夏季降水差值及其 t 检验图, 阴影区超过 0.05 的信度

5.4 前期冬季黑潮区域海温异常与后期夏季海平面气压的关系

图 6 是冬季黑潮区域海温高低值年对应的次年夏季海平面气压距平及差值、 t 检验图。由图中可以看出, 在冬季黑潮区域海温偏高年时, 在亚洲大陆中低纬度上为大范围的正距平, 而在北太平洋高纬度区域海平面气压距平为负值, 在中低纬度为正距平, 呈-、+分布, 强度均不大。这表明在黑潮高值年的次年夏季亚洲热低压减弱, 其东侧的西南风气流强度变小, 使得东亚夏季风的强度减弱, 南风气流不能向北推进到较高纬度, 将使梅雨锋位置偏南, 从而有利于长江中下游夏季降水的增多, 我国北方地区的降水减少, 与上面分析降水得出的结论相一致; 相反, 在冬季黑潮区域海温偏低年时, 在亚洲大陆中低纬度上及西北太平洋海平面气压为一致的负距平, 表明夏季亚洲热低压加强, 东亚夏季风强度加强, 南风气流能向北推进到较高纬带, 梅雨锋位置偏北, 有利于我国北方地区的降水, 而长江中下游地区的降水则减少。其差值场上, 同样可以得到上述结论, 而且 t 检验场表明, 在亚洲大陆的大部分地区与西北太平洋区域, 其差异具有较高的气候显著性特征, 超过了 0.01 的信度。说明前期冬季黑潮海温异常与次年夏季东亚地区的海平面气压场确有密切的关系。

图 6 黑潮区域海温高低值年份对应冬季北半球 SLP 的距平合成图以及差值和 t 检验分布 a. 高值年 b. 低值年 c. 差值和 d. t 检验分布(深阴影区为通过 0.01

5.5 前期冬季黑潮区域海温异常与夏季 850hPa 风场的关系

图 7 给出了前期冬季黑潮区域海温高低值年份对应次年夏季 850hPa 风场的距平合成分布及差值图。从图中可以看出, 黑潮高低值年的 850hPa 风场配置有明显的差异。当前期冬季黑潮区域海温处于高值年时, 在夏季 850hPa 风场距平图上, 以 45°N 为中心的中纬度地区附近上空为一明显的反气旋式风场距平, 我国东部的风场距平为强的北风异常, 北太平洋 (50°N 、 168°E) 附近为较明显的气旋式异常。这种风场的配置表明夏季风明显偏弱, 其向北推进受到阻碍, 造成梅雨锋偏南, 有利于长江中下游地区的降水。相反, 当前期冬季黑潮区域海温处于低值年时, 在夏季 850hPa 风场距平图上, 在中纬度位置上空有一个气旋式的风场距平存在, 而我国东部地区风场为南风或东南风异常, 说明夏季风偏强, 且有利于其向北推进, 使得梅雨锋位置偏北, 不利于长江中下游地区的降水。两个场的差值图表明我国东部的夏季风异常及蒙古地区的气旋式异常较为显著。

图 7 黑潮海温高低值年 850hPa 风场的合成及差值图(a-c)

5.6 前期冬季黑潮区域海温异常与夏季 700hPa 风场的关系

我们又作了黑潮海温高低值年的 700 百帕风场的合成图, 与 850 百帕极其类似, 在黑潮海温高值年, 我国东部大部分地区为强的东北风异常, 使得东亚夏季风偏弱, 其向北推

进受阻, 雨带偏南, 长江中下游多雨; 海温低值年则相反。

图 8 黑潮海温高低值年 700hpa 风场的合成及差值图(a-c)

5.7 黑潮海温高低值年冬季北太平洋地区的海温异常分布特征

最后, 根据黑潮 SST 正、负异常年的划分, 合成了正、负异常年冬季 (12-2 月) 北太平洋 SSTA 的分布。由图 11 可见: 正异常年, 黑潮区域和赤道东太平洋均为正距平分布, 而西北太平洋为负异常; 负异常年的分布与其相反, 这与第 4 章中分析的 PEA 遥相关分布形势相符合。经 t 检验, 发现差异显著的区域有赤道东太平洋、西太平洋以及黑潮区域。

图 9 黑潮海温高低值年冬季太平洋海温异常的合成及差值图

5.9 本章结论

综合前面的分析结果, 可以看到前期冬季黑潮区域海温异常与后期东亚夏季风、夏季大气环流及我国降水有着密切的联系。当冬季黑潮区域海温异常偏高时, 亚洲低压的强度减弱, 梅雨锋位置偏南, 长江中下游地区降水偏多, 北太平洋海域的海温分布呈+、-、+趋势 (顺序为赤道中东太平洋、西北太平洋、我国近海); 反之, 黑潮海温偏低年时, 亚洲热低压强度加强, 梅雨锋位置偏北, 导致我国华北地区降水偏多, 北太平洋海温也呈-、+、-的分布型。

本章附图

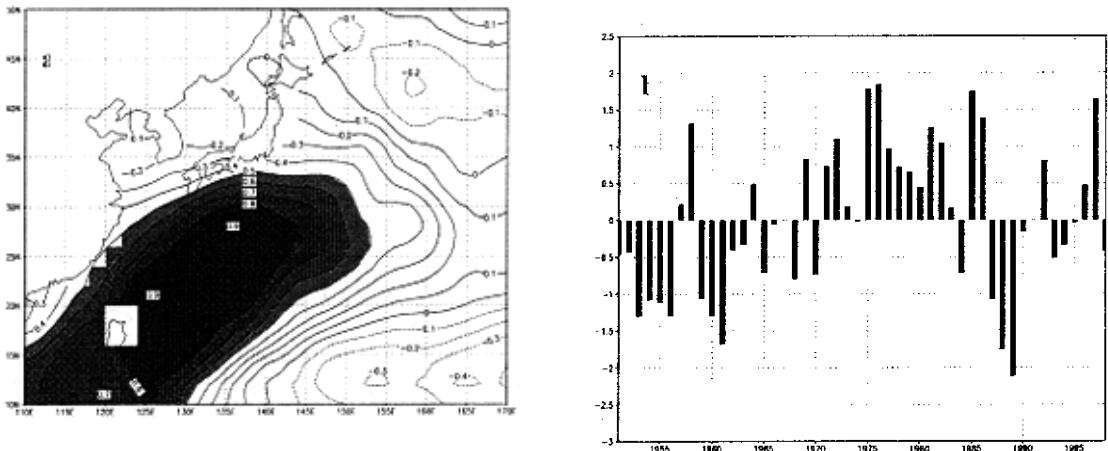


图 1 冬季黑潮区域 SSTA REOF 分析的第 1 特征向量及其时间系数

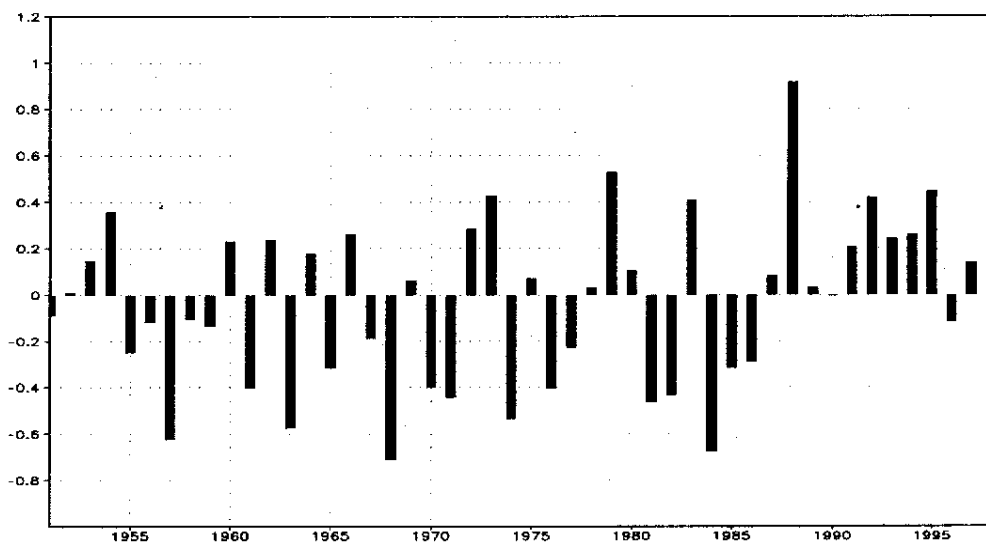


图 2 冬季黑潮海域 SSTA 的面积平均时间序列

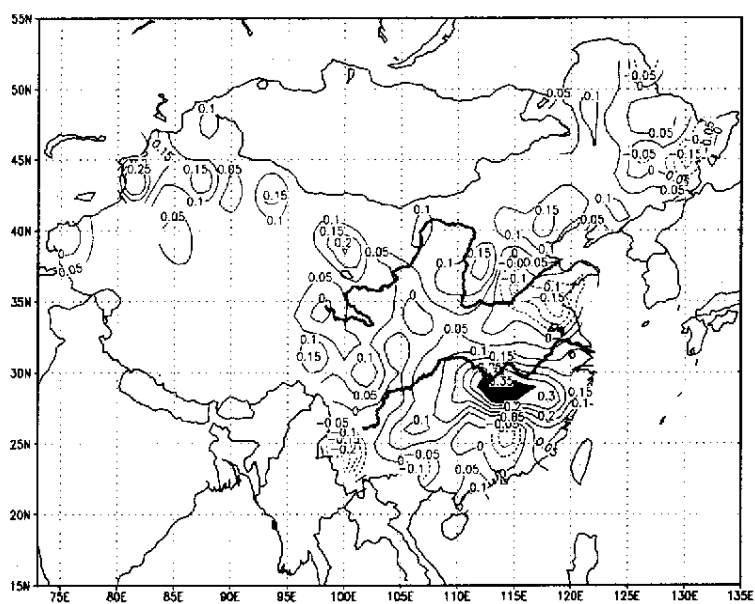


图 3 前期冬季黑潮区域海温异常与我国夏季（6-8）降水的相关

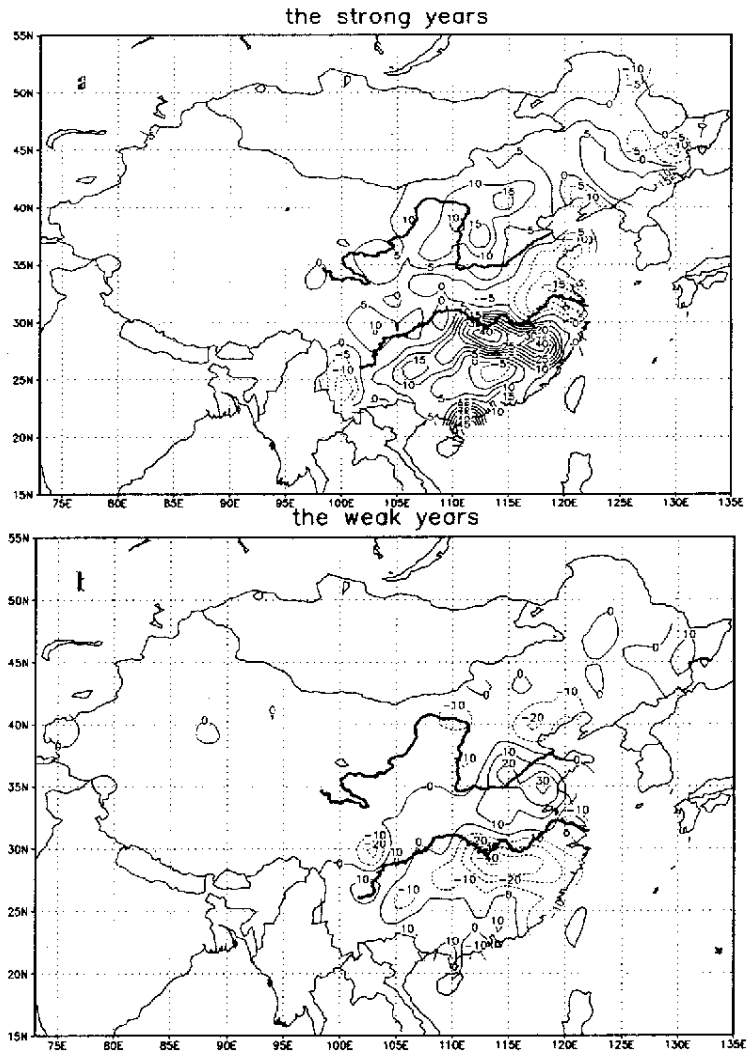


图 4 1951-1998 年间冬季黑潮海温偏高年和偏低年中国夏季（6-8 月）降水距平合成
(a-b)

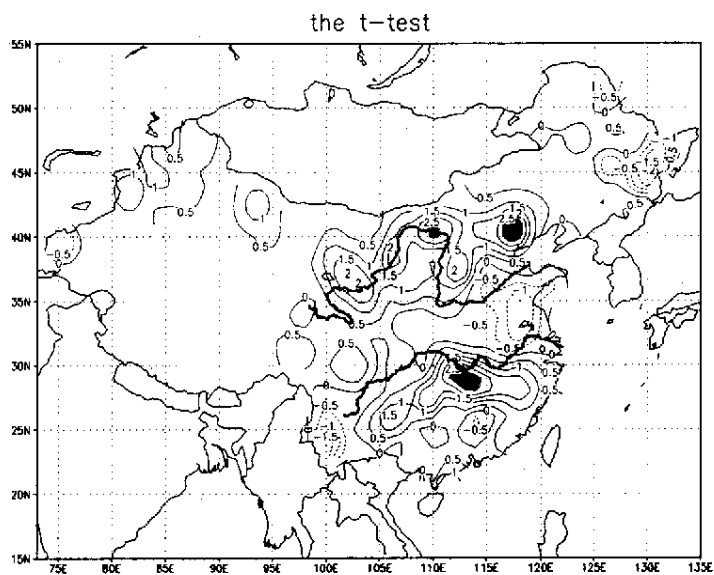
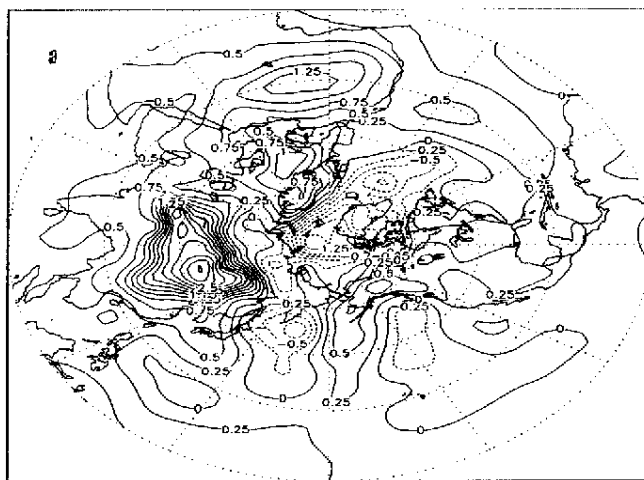


图 5 黑潮海温高低值年的夏季降水差值及其 t 检验图，阴影区超过 0.05 的信度



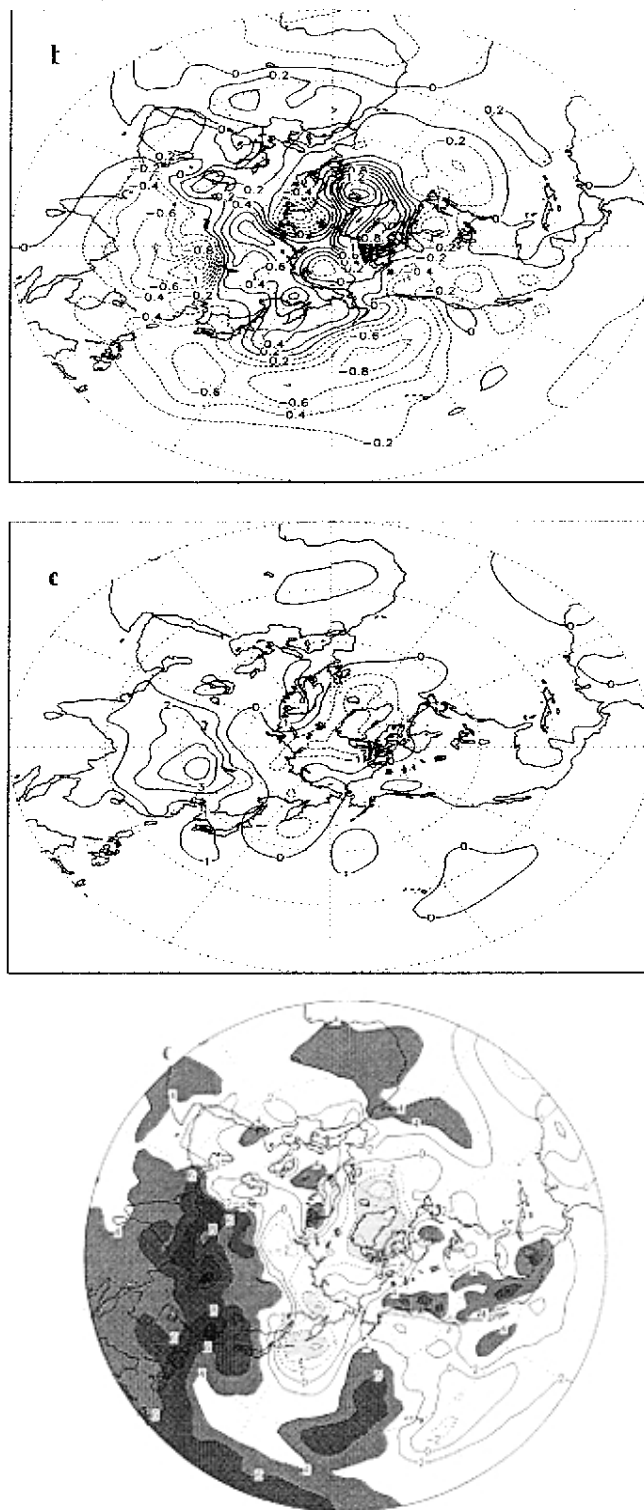
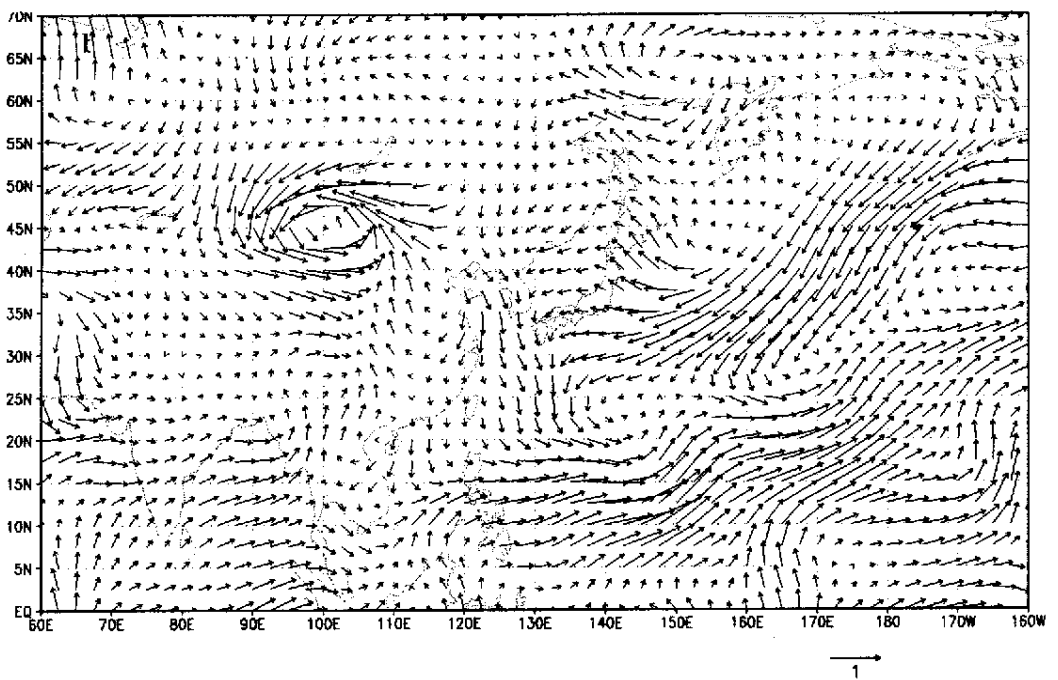
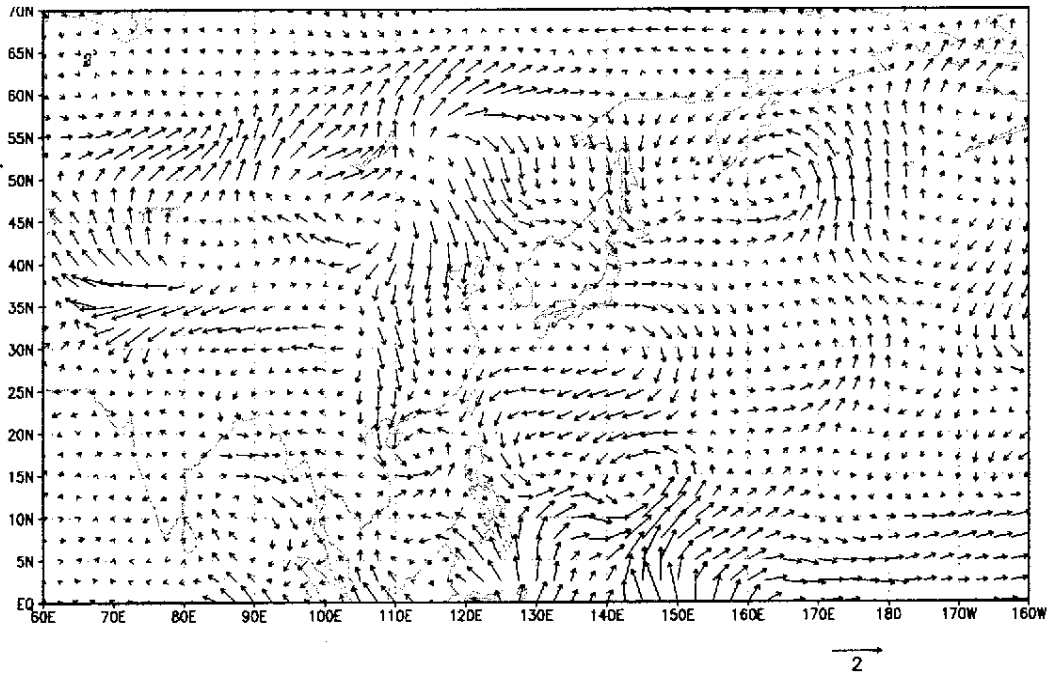


图 6 黑潮区域海温高低值年份对应冬季北半球 SLP 的距平合成图以及差值和 t 检验分布
a. 高值年 b. 低值年 c. 差值和 t 检验分布 (深阴影区为通过 0.01 的信度检验)



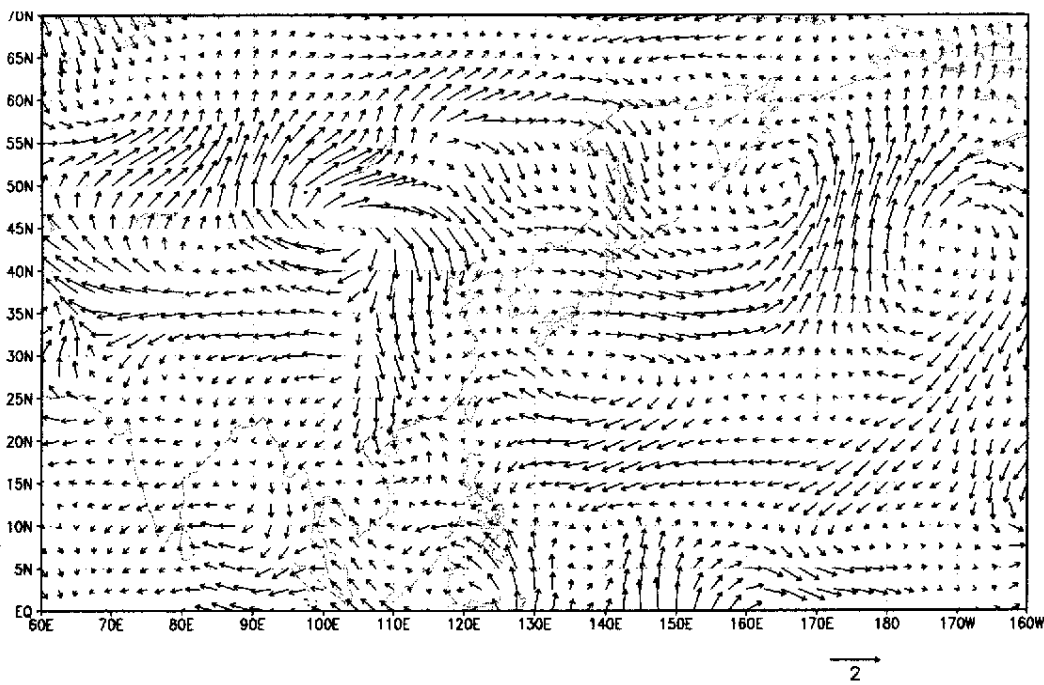
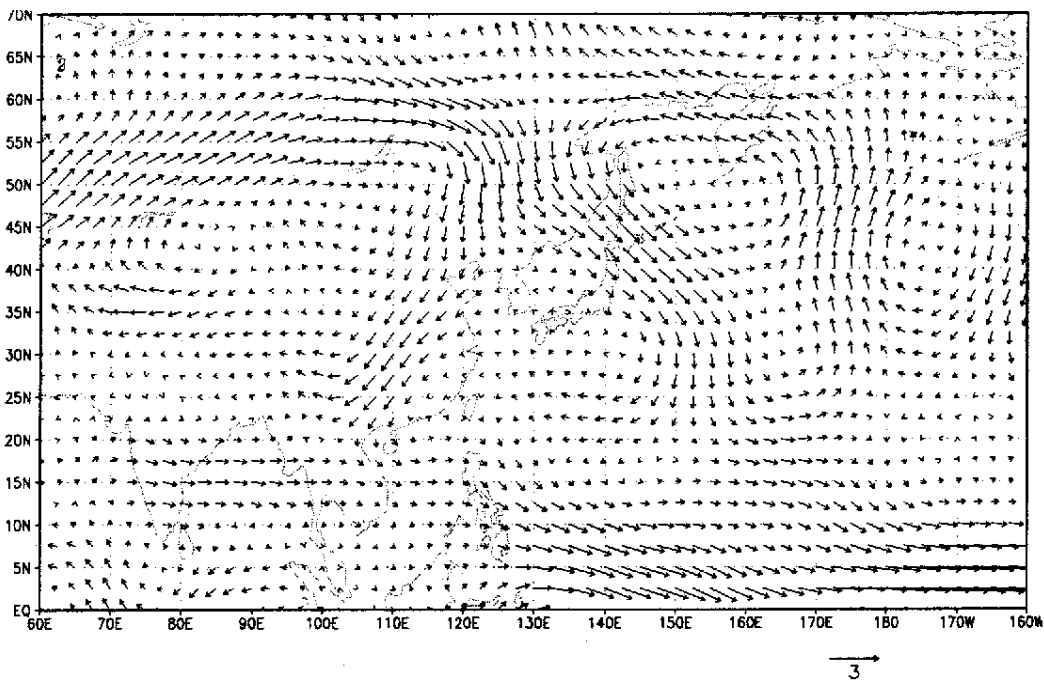


图 7 黑潮海温高低值年 850hpa 风场的合成及差值图(a-c)



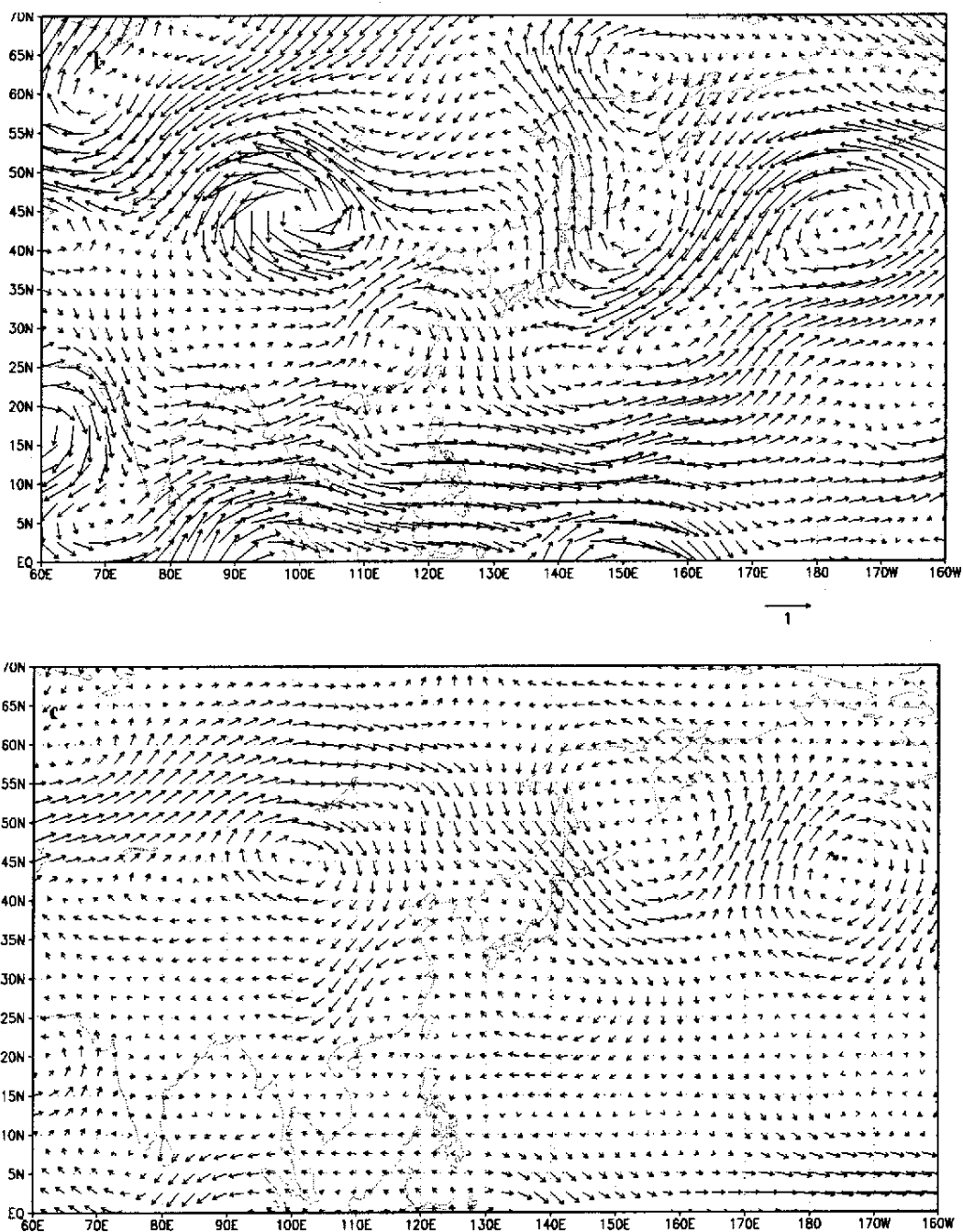


图 8 黑潮海温高低值年 700hpa 风场的合成及差值图(a-c)

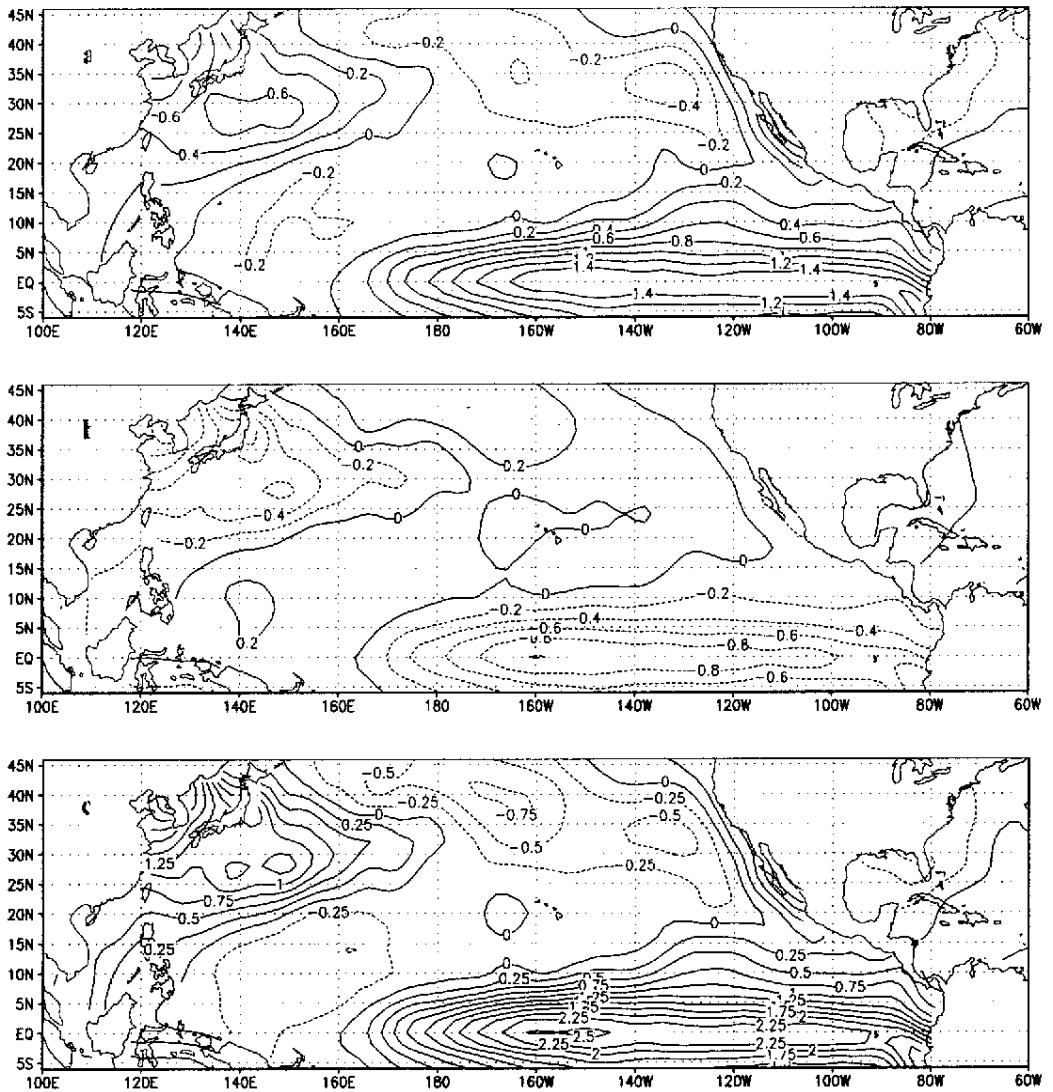


图 9 黑潮海温高低值年冬季太平洋海温异常的合成及差值图(a-c)

第六章 全文总结及讨论

本文在第三章中首先对影响黑潮海温的风场关键区进行了研究,找出了与黑潮海温异常关系密切的经、纬向风场的关键区,然后对黑潮海温与 El-Nino 及 La-Nina 的关系进行了探索并简要的分析了经纬向风场影响黑潮海温异常的物理机制;接着更进一步,在第四章中挑出了西(东)风异常的厄尔尼诺(拉尼娜)年来对黑潮海域的海温进行研究,全面讨论了这些年份当年 11 月份-次年 12 月份黑潮海温变化的原因;在最后一章中,简要的讨论了前冬黑潮海温对后期东亚大气环流及我国气候的影响。主要的结论有:

1,黑潮本身的风场和其源地北赤道流海域的风场异常对于短期之内的黑潮海温异常的预报是很有意义的。

2,从滞后三个月起,能持续影响黑潮海温异常的经向风场的关键区出现在赤道西太平洋(140-160E,5S-5N),纬向的关键区则在赤道中太平洋(160E-150W,5S-5N),且纬向关键区的强度和范围均大于经向。其中纬向风场与黑潮海温的相关关系为:赤道中太平洋西风异常,则黑潮海温正异常;赤道中太平洋东风异常时,黑潮海域海温降低。

3, El-Nino 发生发展期间,黑潮海温持续正异常;而在 La-Nina 事件过程中,黑潮海温持续负异常

4,赤道太平洋与黑潮海温的这种良好的滞后相关是通过大尺度风场的变化调节而联系的。

5,选取的中太平洋西(东)风异常开始的 El-Nino (La-Nina) 年黑潮海温的变化特征与前面的对总的 El-Nino (La-Nina) 年黑潮海温变化合成结果相同。都是在当年 12 月-次年 12 月份大多持续正(负)异常,在次年的 6-7 月份则出现反复。

6, El-Nino 年黑潮海温在当年 11 月份-次年 12 月份的时段内变化的原因及机制有以下几点:

① 在当年 11 月份-次年 5 月份,海洋为失热阶段,东亚冬季风的变化对黑潮海温影响很大,大气为主导因子。正是由于隆冬-初春冬季风强度的减弱导致了黑潮海域热通量的负异常,从而黑潮海温正异常;而冬季风的变化则是通过由中太平洋风场异常所引起的 PEA 遥相关型来联系的。

② 而在次年 6-7 月份,太阳辐射加强,黑潮海域吸热,海气温差减少,海面风速降低,风场的变化已不能再决定海温的变化,海温逐渐变为主导因子。这时影响过程变为:海洋吸热导致 5-6 月的热通量增加,海面放热变多,黑潮海温出现负异常或正负异常相间。

③ 次年的 8-12 月份黑潮海温重新建立正异常的原因是由于黑潮源地北赤道流向北输送的加强及黑潮海表暖水的自身辐合造成的。

7,前冬黑潮区域海温异常与后期夏季大气环流及我国降水有着密切的联系。当冬季黑潮区域海温异常偏高时,次夏亚洲低压的强度减弱,梅雨锋位置偏南,长江中下游地区降水偏多,北太平洋海域的海温分布早+、-、+趋势(顺序为赤道中东太平洋、西北太平洋、我国近海);反之亦然。

8,本文主要是从风场出发,研究其对海温的影响,海温场对风场的反作用则讨论较少,

这对海气相互作用研究来说存在一定不足。另外，文章中的大多结论是在统计分析的基础上给出的，对于研究更深层次的问题，尚需高精度的数值模式来进行。

致 谢

本文是在导师闵锦忠副教授及孙照渤教授的共同悉心指导和严格要求下完成的。在近三年的学习生活中，两位导师以其严谨求实的治学态度、精深渊博的学术造诣及忘我的工作作风给我留下深刻的印象。从导师虚怀若谷、平易近人的高尚品德中，我学到了许多做人的道理，这必将在我以后的学习、生活和工作中产生积极而深远的影响。同时，导师在生活上也给予我无微不至的关怀及谆谆教诲，在此我向两位导师表示崇高的敬意和深深的感谢！！

在论文完成过程中，曾与陈涛、秦正坤、王晓玲等同学进行了有益讨论，并受到了他们的大力帮助，并给予宝贵意见，解决了我在学术上的一些疑问，在此一同深表谢意。另外，感谢网络中心的全体老师和职工为我提供上机方便！！

在研究生学习阶段，研究生部钱翼梅、吴鹏飞、杜秉玉、马革兰等老师给予我许多的关心和帮助，在此向他们表示衷心的感谢！感谢我的家人及我的女友周秋林对我的关心与支持（也祝贺她考取我校气象学的研究生），同时，也感谢我的舍友滕代高、于勇及所有和我在一起度过这三年美好时光的同学，我将永远怀念这些难忘的日子！！

参考文献

- [1] Hsiung, J., Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, 1985(15):1405-1413.
- [2] 赵其庚, 海洋环流及海气耦合系统的数值模拟, 北京: 气象出版社, 1999
- [3] 孙湘平, 东海黑潮表层流路(途径)的初步分析, 黑潮调查研究论文集, 海洋出版社
- [4] 袁耀初, 刘勇刚, 苏纪兰等, 1997年夏季台湾岛以东及东海黑潮, 中国海洋文集(12), 2000: 11-20
- [5] 许东峰, 袁耀初, 古冈典哉, 西北太平洋环流的季节变化的 MOM2 模拟, 海洋学报, 2000, 22 (增刊): 53-64
- [6] 袁耀初, 刘勇刚, 苏纪兰等, 1997年冬季台湾岛以东及东海黑潮, 中国海洋文集(12), 2000: 1-10
- [7] Yuan Y C, Kancko A, Wang H Q, et al, Numerical calculation of the Kuroshio east of Taiwan and currents east of the Ryukyu Islands during early summer of 1996, In: Proceedings of Japan-China Joint Symposium of Cooperative Study on Subtropical Circulation System, Nagasaki: Seikai National Fisheries Research Institutes Publisher, 1998, 97-110
- [8] Yuan Y C, Liu C T, Pan Z Q, et al, Circulation east of Taiwan and in the East China Sea and east of the Ryakyu Islands during early summer 1985, *Acta Oceanologica Sinica*, 1996, 15(4):423-435
- [9] Yuan Y C, Kancko A, Su J L, et al, The Kuroshio east of Taiwan and in the East China sea and the currents east of the Ryukyu Islands during early summer of 1996, *Journal of Oceanography*, 1998, 54:217-226
- [10] 王惠群, 袁耀初, 东海环流的三维诊断、半诊断及预报计算, 海洋学报, 1997, 19 (4): 15-25
- [11] 郭炳火, 葛人峰, 东海黑潮锋面涡旋在陆架水与黑潮水交换中的作用, 海洋学报, 1997, 19 (6): 1-11
- [12] Yuan Y C, Liu Y Q, Liu C T, et al, The Kuroshio east of Taiwan and the currents east of the Ryukyu Islands during October of 1995, *Acta Oceanologica Sinica*, 1998, 17(1):1-13
- [13] Liu C T, Yang Y, Cheng S P, et al, The counter current southeast of lanyu Islands, *Acta Oceanologica Taiwanica*, 1995, 34(1):41-56
- [14] 赵振国主编 中国夏季旱涝际环境场 北京 气象出版社 2000年1月 101~103
- [15] 李永康, 黑潮海温与我国汛期降水及东亚高空流场的统计分析, 气象科学, 1989, 9 (3): 263~275
- [16] Yuan Y C, Kaneko A, Wang H Q, et al. Tides and short-term variability in the Kuroshio west of Yonakuni-jima. *Acta Oceanologica Sinica*, 1999, 18 (3), 311~324
- [17] 刘永刚, 袁耀初, 1992年东海黑潮的变异, 海洋学报, 1998, 20 (6), 1~11
- [18] 潘华盛, 厄尔尼诺现象与赤道西太平洋、印度洋、黑潮之间海温变化的相互关系分析, 海洋通报, 1997, 16 (5) 22~29
- [19] 李坤平等, 1981-1983年黑潮弯曲和厄尔尼诺事件的个例分析, 海洋学报, 1992, 14

(1): 5-10

- [20] 陈烈庭, 东海黑潮与赤道东太平洋海区水温的关系及青岛汛期降水预报, 海洋学报, 1983, 5 (1): 32-37
- [21] 张耀存, 厄尔尼诺现象与东海黑潮区及其邻近海域水文结构和环流的变异, 海洋湖沼通报, 1999, 17 (4): 123-130
- [22] 丁良模 黑潮关键区的海面放热量对长江地区梅雨降水的影响 海洋学报 1992, 14 (3): 47-54
- [23] 陈锦年, 青岛汛期降水与副热带高压、黑潮区域海一气热交换的关系, 海洋预报, 1989, 6(4):16-20
- [24] 曲维政等, 黑潮区海温异常分布与夏季 7 月黄河中下游地区的洪涝, 海洋通报, 1996, 15(3)
- [25] 李永康, 黑潮海温与我国汛期降水及东亚高空流场的统计分析, 气象科学, 1989, 9 (3): 263-275
- [26] 徐海明, 华南夏季降水与全球海温的关系, 南京气象学院学报, 1997, 20(3): 392-399
- [27] 余曼平, 黑潮暖流与洞庭湖区汛期降水和洪涝的关系, 气象, 1999, 25 (9): 21-23
- [28] 殷永红等 江淮流域夏季降水与全球中低纬海温异常关系的诊断研究 南京大学学报 (自然科学) 2001, 37 (3): 358-368
- [29] 赵永平, G. A. Mcbean, 黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响的分析, 海洋与湖沼, 1996, 27 (3): 246-250
- [30] 方之芳, J. M. Wallace, 冬季大气环流对北太平洋海冰和黑潮暖流海温的强迫作用, 大气科学, 1996, 20 (5): 541-546
- [31] 朱伟军、孙照渤, 冬季黑潮区域海温异常对北太平洋风暴轴的影响, 应用气象学报, 2000, 11(2):145-153
- [32] 陈涉等, 黑潮暖流对台湾海域大气流场影响的数值模拟, 海洋学报, 1995, 17(6): 10-16
- [33] 张秀芝, 西北太平洋热带气旋增强的气候特征分析, 海洋预报, 1996, 13 (1): 1-9
- [34] 倪东鸿等, 冬季黑潮区域 SSTA 的时空演变及其与大气环流的联系, 南京气象学院学报, 2003, 26(6):50-59
- [35] 赵宗慈, 王绍武, 陈振华 大气与海洋相互作用的季节变化 气象出版社 1981, 66-73
- [36] 王黎娟、何金海, 黑潮地区海温影响南海夏季风爆发日期的数值试验, 南京气象学院学报, 2000, 23 (2): 211-217
- [37] Bjerkness, J., A Possible Response of the Atmosphere Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature, *Tellus*, 1966, 18(4):820-829
- [38] Bjerkness, J., Atmosphere Teleconnection from the Equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3):163-172
- [39] Namias, J. Seasonal interactions between the North Pacific ocean and the atmosphere during the 1960's. *Mov. Wea. Rev.*, 1969, 97:173-192
- [40] Namias, J. Multiple cause of the North American abnormal winter 1976-1977. *Mon. Wea. Rev.*, 1978, 106:279-295
- [41] Namias, J. and D. R. Cayan, Large-scale air-sea interactions and short period

climate fluctuations. *Science*, 1981, 214:974-975

[42] Ratcliffe, R. A. S and Murray, R. New lag associations between North Atlantic sea temperatures and European pressure applied to long-range weather forecasting, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1970, 96: 226-246

[43] Palmer, T. N and Sun Zhaobo, A modeling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmosphere circulation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1985, 111:947-975

[44] Bin Wang, 2000, Pacific-East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate, *Journal of Climate*, 13:1517-1535

[45] Bin Wang, 2002, Pacific-East Asian Teleconnection II: How the Philippine sea anomalous anticyclone is established during El-Nino development, *Journal of Climate*, 15:3252-3265

[46] Bin Wang, 1998, Coupled Modes of the Warm Pool Climate System. Part I: The Role of Air-Sea Interaction in Maintaining Madden-Julian Oscillation, *Journal of Climate*, 11:2116-2135