

东亚季风区夏季风强度和降水的配置关系^{*}

刘长征 王会军 姜大膀

(中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029)

摘 要 1979~2000 年东亚地区夏季风强度和夏季总降水之间的关系被分为四种类型: A: 强季风、强降水; B: 强季风、弱降水; C: 弱季风、强降水; D: 弱季风、弱降水。通过研究不同关系对应的大气环流特征和 SST 异常, 并分析不同要素在季风和降水关系变化中的作用, 发现在季尺度上东亚季风区夏季风强度和地区同期降雨总量的关系具有多面性特征, 此关系取决于环流场的整体配置, 其中西太平洋副高、南亚高压和中高纬阻塞形式为三个起主导作用的因素。另外, 海温变化对东亚季风和总降水的关系有明显的影响, 尤其是北太平洋、印度洋和南海区域海温。合成分析结果表明 500 hPa 东亚异常波列和东亚夏季风强度密切相关, 但波形与东亚季风区夏季总降水强弱没有明显联系。

关键词: 东亚夏季风; 降水; 季风降水关系

文章编号 1006-9895 (2004) 05-0700-13 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

季风对人类的生产和生活影响极为重大, 故相应的研究由来已久, 并且取得了很多的成果。对季风的研究, 在气候学方面, 从时间层次上, 随着数据资料的越来越丰富, 人们一边对现代季风气候做细致的机理分析和模拟, 一边对历史气候做模拟、反演等研究, 来检验现有的理论和模式模拟能力, 以便对未来作更好的预报; 从空间层次来说, 季风被放到越来越大的空间内探讨季风和其他环流要素及外强迫要素之间的相互作用, 同时在其区域性特征层次上被进一步的分析和解构, 将东亚季风和印度季风区分开来, 并提出了南海季风等概念。

在东亚夏季风方面, 中国的科学家作了大量的工作^[1]。但鉴于东亚季风性质的复杂性, 对其如何理解也各有不同, 或偏重于风, 或偏重于雨, 并因此出现了多达数十种的东亚夏季风指数的定义方式^[2~7]。从流场的角度理解东亚季风, 随夏季的到来, 季风携带大量的暖湿水汽北上, 从而形成带状分布的降水。当季风强度发生变化, 相应的水汽携带能力随之变化, 从而降水量发生变化。当然, 这一过程也深受局地天气尺度环流形势和中高纬环流等因素影响, 从而表现出季风和降水关系的复杂性。

在东亚夏季风和降水的关系方面, 1934 年, 竺可桢^[8]首先探讨了长江下游流域季风和降水的关系; 1962 年, 许淑英和高由禧^[9]研究了东亚季风的成因进退以及雨带的移动问题, 明确指出夏季风的强弱和爆发早晚决定中国不同地区的降雨量; 1994 年, 丁一汇^[10]和郭其蕴^[11]分别总结了不同地区降水和季风的关系, 指出在不同地区降

2003-06-11 收到, 2003-10-29 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40125014 和 40221503 共同资助

水对夏季风的响应是不同的；在总降水方面，徐建军等^[12]发现东亚夏季风强度和中国东部 160 个站总降水之间的关系也具有复杂性。但东亚夏季风环流场和降水的关系是一个复杂的问题，仍存在诸多不清楚之处，比如季风和降水关系的变化及其影响因子等方面，需要做进一步研究。

从候或月的时间尺度上说，东亚地区夏季风降水呈带状区域分布，故对华南、华北、江淮地区分别研究季风和降水的关系具有重要的现实意义。但在夏季（JJA）这一时间尺度上，东亚季风区降水从南到北逐渐减少，具有整体变化的特征，而非候或月尺度上的典型带状分布。因此，研究东亚夏季风和区域总降水的关系，对增强关于东亚季风性质的理解有重要的学术意义，另外，其结果对气候模式的检验也有很好的参考价值。

基于此，本文分析了东亚季风区夏季风和季风区夏季总降水强度之间的关系，并研究了这种关系变化时相应其他要素场的变化。研究资料采用 NCEP/NCAR 再分析月平均资料和美国国家气候数据中心海表温度资料^[13]，以及 Xie 和 Arkin^[14]分析的月平均降水资料。

2 季风年类型的划分

东亚季风以低空风系为主要特征，从流场角度出发，本文将季风区（20~40°N，110~125°E）内 850 hPa 夏季平均风速率定义为东亚夏季风指数。区域内夏季（JJA）的降水总量定义为总降水。季风区的选取和东亚夏季风指数定义请参见文献 [15]。

图 1 给出了 1958~2000 年的东亚季风指数时间序列，其中 1979~2000 年时间段季风强度变化比较平缓，受年代际变化影响较弱。由于本文研究旨在东亚夏季风和总降水的年际变化，故选用这一时间段做研究对象，以便避开 20 世纪 70 年代的年代际环流转型^[16]。

图 2 给出了东亚夏季风指数和季风区夏季总降水的对照，可以看出东亚夏季风和降水在强度关系上表现出多面性的特征。季风强的时候，伴随的降水有的年份偏强，有的年份偏弱；季风弱的年份，总降水也偏强偏弱不一。基于此，我们将季风和总降水的关系分为以下类型：A：强季风、强降水；B：强季风、弱降水；C：弱季风、强降水；D：弱季风、弱降水。

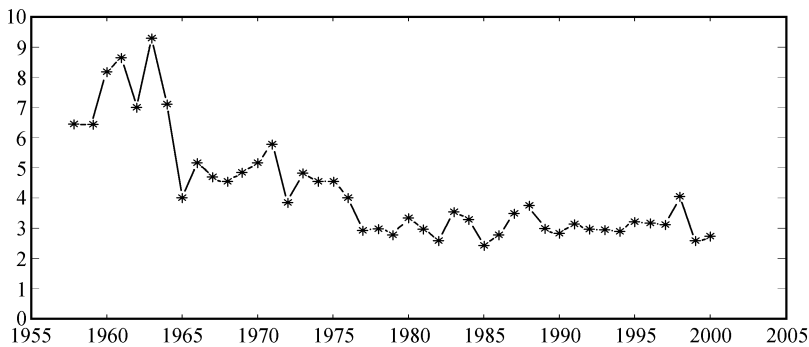


图 1 东亚夏季风指数（单位：m s⁻¹）

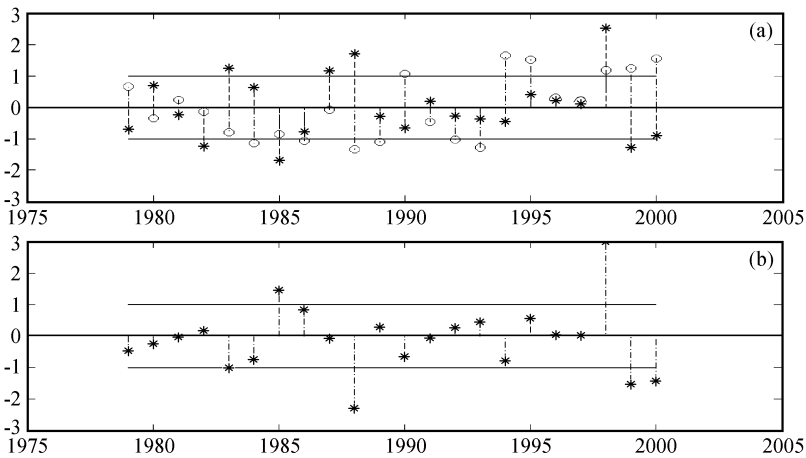


图 2 (a) 东亚夏季风指数和同期总降水强度的标准化时间序列 (星号: 季风指数, 圆圈: 降水);
(b) 季风指数与总降水标准化乘积序列 [乘积的正 (负) 表示季风和降水强度一致 (反向) 变化]

这里强弱作如此定义: 当季风指数或总降水大于 1979~2000 年的平均值, 则为强; 反之为弱。根据这种定义, 将 1979~2000 年分别归类 (表 1)。强季风强降水年 (A 型) 为 4 年, 出现概率 18.18%, 强季风弱降水年 (B 型)、弱季风强降水年 (C 型)、弱季风弱降水年 (D 型) 分别为 6 年, 出现概率 27.27%。可见东亚夏季风和总降水之间这四种关系类型都是很典型的。故此, 我们选取各种关系类型年份终与 22 年平均气候态差异较明显的年份做信号场合成分析, 以便了解该季风—降水类型出现时的大气环流场和海温场特征。表 1 表明, 东亚季风区夏季总降水年和 ENSO 年或长江流域大水年并不一致, 如 1991 年长江流域大水, 但季风区夏季总降水却偏弱。

表 1 1979~2000 年季风年分类表

类型	相应年份	典型年份
A	1995, 1996, 1997, 1998	1995, 1996, 1998
B	1980, 1983, 1984, 1987, 1988, 1991	1980, 1983, 1984, 1988
C	1979, 1981, 1990, 1994, 1999, 2000	1979, 1990, 1994, 1999, 2000
D	1982, 1985, 1986, 1989, 1992, 1993	1985, 1986, 1989, 1992, 1993

从降水的经向分布 (图 3) 来看, 气候平均态为在东亚季风区降水量由南向北依次减少。当季风和降水强度一致变化的时候 (A、D 型), 降水异常在季风区的变化为南北普遍多雨或普遍少雨; 当季风和降水强度反向变化的时候 (C、B 型), 降水异常主要体现在季风区的南部, 北部变化不明显。

3 不同类型季风年要素场分析

东亚夏季风既有热带季风的性质, 也有副热带季风的性质。该系统有两条辐合带, 热带辐合带和副热带辐合带, 分别位于副高西南侧和西北侧, 对应于热带季风槽和中纬度梅雨锋两条雨带。随季风强度改变, 副高北进南退, 雨带随之南北变化, 形成东亚地区季风降水。另外, 中高纬环流阻塞形势对东亚夏季风环流有很大的影响^[17]。

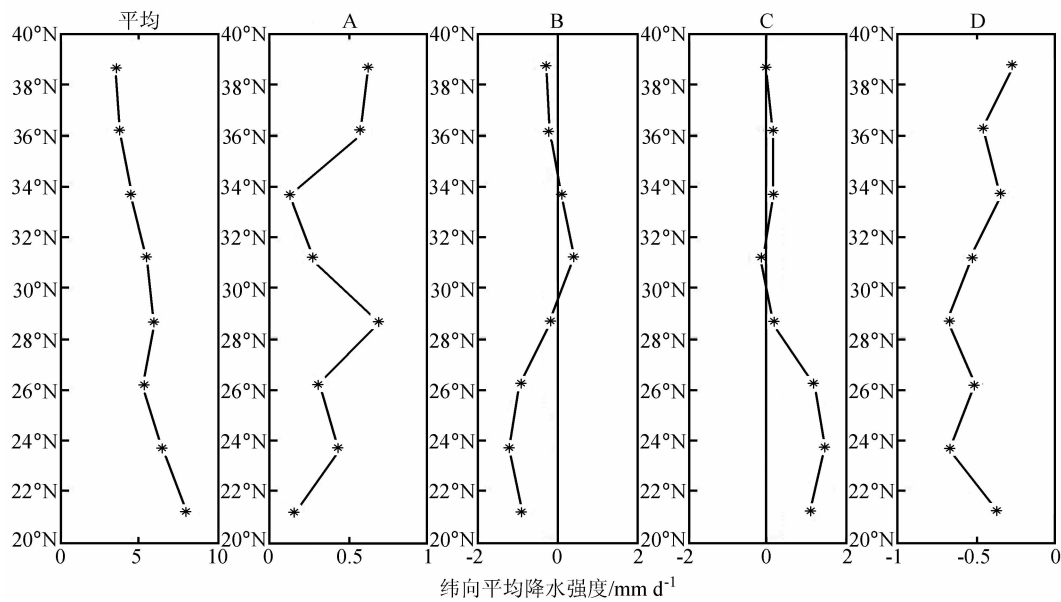


图3 东亚季风区夏季降水纬向平均值的径向分布
横坐标取值范围为110~125°E, A~D分别对应A~D四种类型季风年

下面将进行海表温度场（SST）和大气环流场分析，以期合成四种典型季风年环流场的分布特征，并进而探讨东亚夏季风和总降水变化的联系。

3.1 海表温度场分析

海陆差异是季风的主要成因之一，海洋表面温度是季风的最主要外部强迫因子。海温对季风的影响有一定的滞后效应（月尺度），但在夏季这一季尺度上，二者有相当大程度的一致性。

图4显示，北太平洋地区的海温异常和东亚季风区总降水强度关系密切。在弱季风年（C、D型），北太平洋（30°N以北海域）的海温异常和东亚季风区夏季总降水有很好的对应：在强降水年（C型），北太平洋海温大面积的偏高；在弱降水年（D型），则北太平洋海温普遍偏低。在强季风年，北太平洋海温异常和总降水关系也比较明显：弱降水年（B型）北太平洋海温明显偏低；而强降水年（A型）北太平洋海温整体偏高（虽然局部也有负值区）。北太平洋海温变化对西太平洋副高的北进和东北亚中高纬阻塞形势发展有一定影响，从而间接影响东亚季风和降水，该结论与谭桂荣等^[18]的统计结果和朱平盛等^[19]的模式结果相一致。

在强季风年，当季风区总降水偏强时（A型），印度洋东北侧和南海地区海温明显偏高；当总降水偏弱（B型）的时候该地区海温变化则不明显。印度洋东北侧和南海为东亚季风区的西南水汽流的源区，此地海温升高，则对流发展旺盛，大气含水汽量增加，向东亚季风区的水汽输送能力增强，从而会影响东亚季风区的总降水。

另外，图4显示印度洋的南北海温异常模态和东亚季风的强度有着密切关系。在强季风年（A、B型），印度洋海温北部偏高，南部偏低；在弱季风年（C、D型），印度洋海温南部偏高，北部偏低；中部零度边界线在20°S附近，南北海温变化幅度在0.1~0.2℃左右。南北反向型为印度洋海温三个主要模态之一，并影响大气质量的南

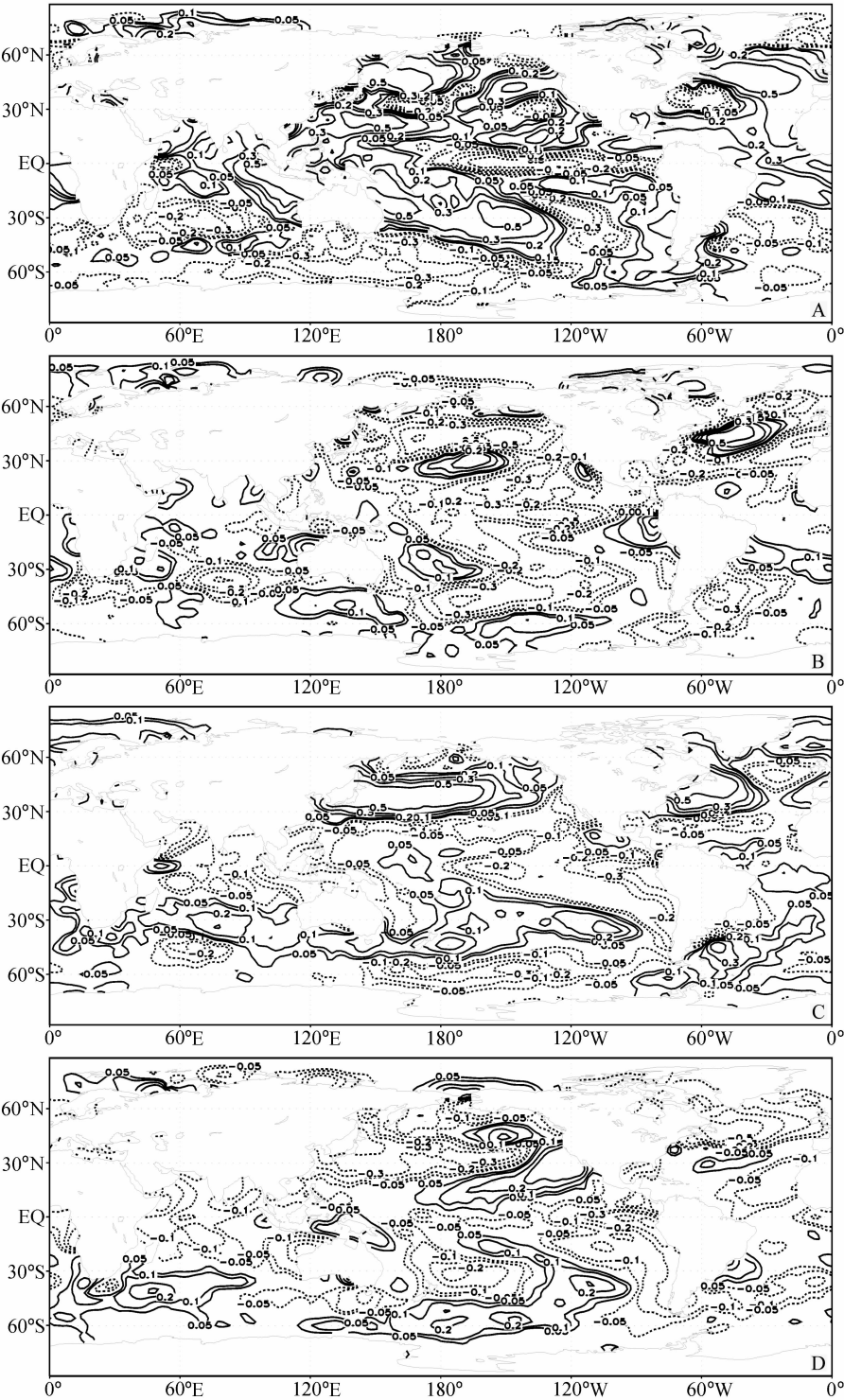


图 4 不同类型季风年海表温度异常 (单位: $^{\circ}\text{C}$)
A~D 分别对应 A~D 四种类型季风年

北输送强度^[20]。此外，马斯克林高压（Mascarene High）为亚洲季风的一个重要组成部分，其覆盖区域（25~35°S，40~90°E）^[21]和印度洋南部海温异常区域比较一致，这说明印度洋海温的南北反向变化和马斯克林高压（Mascarene High）的变化一致。模式模拟结果显示马斯克林高压增强，则西太平洋副高增强，进而影响东亚季风降水^[22]。

3.2 850 hPa 风场分析

东亚夏季风有三支气流来源：印度季风系向东亚季风区的延伸构成西支西南气流，弱的中支东南亚 110~130°E 之间的南半球北上越赤道流，东支来自太平洋副高南侧的转向流。图 5 给出了不同类型季风年对应的低空风场异常。

在 A 型季风年，一条强大的低纬东风带横穿太平洋和印度洋，在东亚和热带西北太平洋伴随一异常强大的反气旋，这标志着东亚季风区东支气流显著增强，进而导致东亚夏季风的增强。此时北太平洋为一强大反气旋异常控制。在 B 型季风年，低纬东风带局限在西太平洋和东南亚，北部伴随的一弱反气旋表明东支气流增强，因而东亚季风也偏强。在 C 型季风年，赤道印度洋到西太平洋有一狭长的西风异常带，伴随东亚地区一弱气旋异常，此时东亚季风区东支气流减弱。而在 D 型季风年，季风区和邻近海域的强气旋异常表明东支气流明显减弱。此时，北太平洋为一强大气旋异常控制。

比较 A、D 型这两种季风强度和降水关系下的 850 hPa 风场异常图，发现二者在热带西太平洋地区和北太平洋地区的流场异常是反相位的；而 B、C 型季风和总降水反向变化的年份，东亚地区流场异常也近似反相位的。另外，东亚和临近热带西北太平洋上空风场异常以东支气流的异常为主要特征。

3.3 500 hPa 高度场分析

500 hPa 高度场可以用来反映西太平洋副高和中高纬地区阻塞形势、遥相关/异常波列等环流变化。表 2 清晰地表明副高在东亚季风强的年份（A、B 型）中心位置和西伸脊点偏西，强度偏强；在季风弱的年份（C、D 型），中心位置和西伸脊点偏东，强度偏弱。此外，副高的北界和东亚季风区夏季降水强度有密切关系：在降水偏多的季风年（A、C 型），副高位置偏北；在降水偏少的年份（B、D 型），副高位置偏南。这和慕巧珍等^[23]用统计方法得到的副高北界和中国降水的关系相一致。

表 2 不同季风年类型对应的西太平洋副高变化

季风年	中心位置	面积	西界	北界
A	143°E	12	123°E	30°N
B	140°E	10	124°E	28°N
C	150°E	5	136°E	30°N
D	174°E	4	140°E	28°N

注：面积单位：10°经度×5°纬度，计算 5880 位势米等值线内在 180°E 以西的部分

从 500 hPa 高度异常场（图 6）上看，在 A 型季风年，南海和菲律宾以东海洋上为弱高压异常；日本北海道为中心有一东西向低压异常带状区域；此外，一条强高压异常带贯穿东北亚和西北太平洋海面；其北侧为低压中心，从南到北为正—负—正—负波列。季平均上亚洲大陆北部阻塞形势在贝加尔湖以东为高压异常，西部为低压异常，说明东北亚地区阻塞形势偏强而乌拉尔地区阻塞偏弱，变化程度都较大。

在 B 型季风年，东亚大陆边缘的正—负—正—负异常依旧存在，但较之 A 型季风年有所改变。其—日本海上空东西向低压距平带分裂成两个单体，在贝加尔湖地区形成一个低压中心，日本上空的低压中心外移入海。亚洲大陆北部 60~80°N 之间为大范围的高压异常，鄂霍茨克海地区阻塞形势偏强。

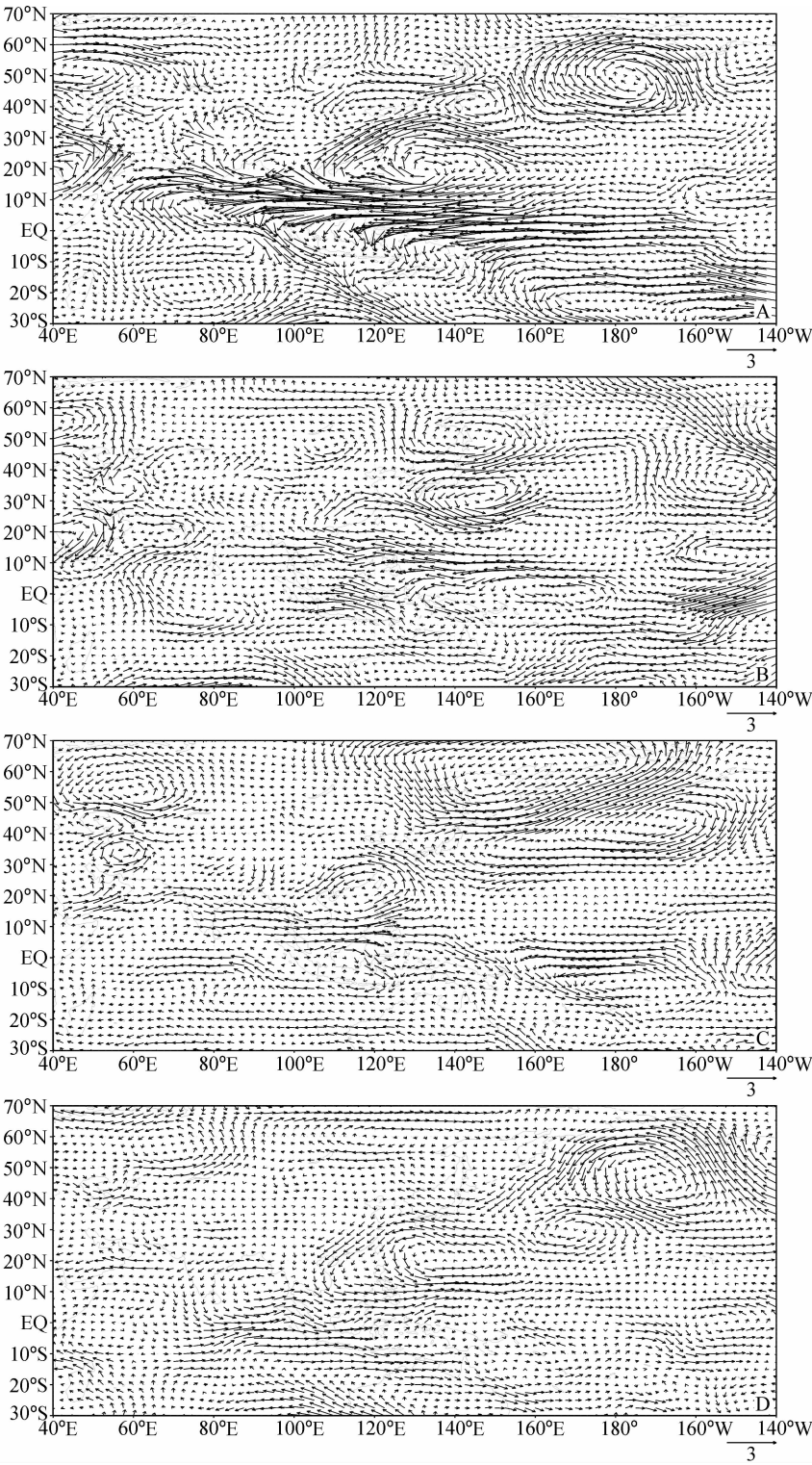


图 5 不同类型季风年 850 hPa 风场异常 (单位: m s^{-1})

A~D 分别对应 A~D 四种类型季风年

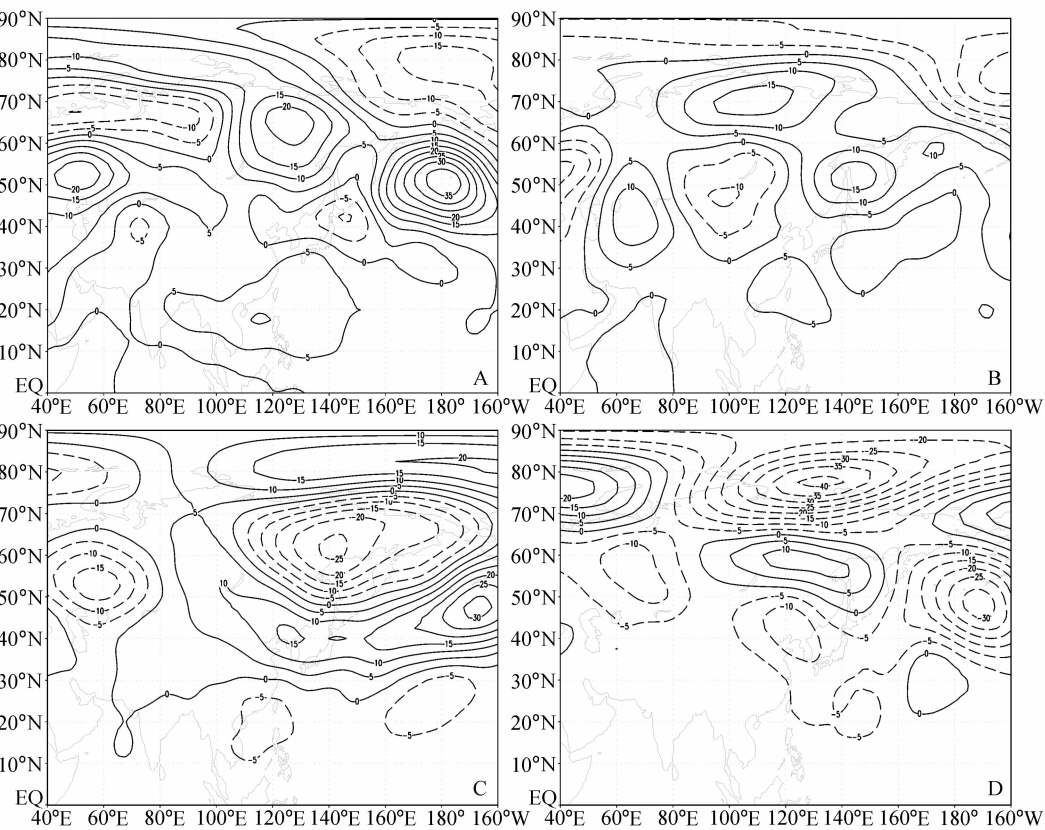


图 6 不同类型季风年 500 hPa 高度场异常 (单位：位势米)
A~D 分别对应 A~D 四种类型季风年

在 C 型季风年，东亚东侧的高度场异常形势为负—正—负—正结构，与 A、B 型相反。30°N 以南的东亚大陆和西太平洋为大范围的低压区，鄂霍茨克海和北部陆地为一深厚低压异常区，中间一条强高压异常带从贝加尔湖延伸到日本海及其以东区域。同时极涡为高压异常。乌拉尔地区阻塞形势偏弱，中心偏南。

在 D 型季风年，东亚高度场异常依旧为负—正—负结构，但和 C 型季风年有非常大的差异。此时，亚洲大陆和赤道以北太平洋绝大部分为强低压异常控制。东北亚地区阻塞形势略偏强，但面积小了很多，乌拉尔地区 65~85°N 有一强的高压异常区。

Nitta^[24]分析了亚洲东部的遥相关波列，认为此波列是热带地区热源（暖池）强度由于季节内振荡产生的 Rossby 波列通过高压异常向东亚、西北太平洋方向传播所致，并称这种遥相关为 PJ（太平洋/日本）遥相关。关于其气候影响，黄荣辉^[25]和黄刚等^[26,27]也有所研究。通过对以上四种季风年的东亚高度场异常分析，发现在夏季此异常波列和东亚季风强度有关，但和东亚季风区夏季总降水似无密切联系。

从表 3 看，乌拉尔地区阻塞形势异常和东亚季风区夏季风强度变化一致，乌拉尔地区阻塞形势偏弱，东亚降水量偏多；乌拉尔阻塞形势偏强，则东亚降水也偏少。这是因为乌拉尔阻塞偏弱，则会有更多的西风扰动从上游东下，给梅雨锋输送更多的冷空气，从而使得东亚季风区降水相对增加^[28]。

表 3 不同类型季风年中高纬环流阻塞形势异常和东亚异常波列的变化

季风年类型	东北亚阻塞	乌拉尔地区阻塞	东亚异常波列
A	正	负	正—负—正
B	正	正	正—负—正
C	负	负	负—正—负
D	正	正	负—正—负

3.4 200 hPa 高度场分析

南亚高压在 400 hPa 以上为暖高压，在 150~100 hPa 达到最强，高压中心的東西向变化与东亚夏季风关系密切^[29,30]，本文通过 200 hPa 位势高度场对南亚高压的变化情况进行分析，其中南亚高压中心位置定义为最东部的那个高压中心平均位置，东界定义为 12 500 位势米廓线的最东端经度值。

表 4 不同类型季风年南亚高压

季风年	高压中心	东边界	北边界	中心强度
A	83°E	124°E	34°N	60
B	90°E	136°E	36°N	60
C	85°E	122°E	34°N	50
D	90°E	121°E	33°N	40

表 4 给出了不同类型季风年南亚高压的表现。在 A、C 型季风年，南亚高压中心位置分别为 83°E 和 85°E；而在 B、D 型季风年中心都为 90°E。也就是说，在东亚季风区夏季总降水偏多的年份，南亚高压中心位置偏西；在东亚季风区夏季总降水偏少的年份，南亚高压中心位置偏东。

考察不同季风年南亚高压强度的变化，从大于 12550 位势米的面积来看，发现在 A、B 型季风年南亚高压强度明显大于 C、D 型季风年；就中心强度（相对于边界值 12550 位势米高压中心的值，即中心高度值与 12550 的差）而言，A、B 型季风年中心强度都达到 60 位势米以上，而 C、D 型季风年却明显低于此值。因此，东亚夏季风强，南亚高压也强；反之东亚夏季风弱，南亚高压也弱，二者表现出非常密切的联系。

另外，不同季风强度下南亚高压东界没有固定的变化。在东亚季风强降水弱的 B 型季风年，南亚高压异常强大，东部伸入西太平洋副高的上方；在季风强、降水强的 A 型季风年和季风弱的 C、D 型季风年，南亚高压东界都在 122°E 附近，没有明显区别。此外，北边界的变化似乎和东亚降水、季风强度不存在密切联系。

据此表明，南亚高压的强度和东亚季风区夏季风强度紧密联系；而南亚高压的中心位置和东亚季风区总降水有密切关系。鉴于东亚夏季风为低空西太平洋副高和亚洲大陆热低压之间的近似地转风系，大陆地面热低压强度和东亚季风强度一致。而南亚高压为大陆地面热低压在高空的共生体并与其一致变化，所以南亚高压强度和东亚季风强度可呈正相关。而南亚高压中心位置偏东，则东亚季风区上空盛行高压异常，气流下沉，不利于水汽上升凝结，对降雨有阻碍作用，导致弱降水年（B、D 型），反之亦然。

3.5 水汽输送分析

东亚季风区夏季水汽输送渠道主要是自南海北上的南方水汽流和从印度孟加拉湾穿过中南半岛的西南陆上水汽流，另外，来自西太平洋副高南侧的东南水汽流也是东亚夏季风降雨的重要水汽源。这几支水汽流的变化与中国大陆夏季降水分布息息相关。东亚地区的水汽输送异常图和 850 hPa 风场异常图基本一致，此处就不再给出。

表 5 给出了不同类型季风年东亚夏季风区的边界水汽输入输出值。在 A 型季风年，除了华南沿海，季风区大气水汽含量普遍偏多。从水汽输送场异常来看，东亚季风区降水的两支主要水汽流，南海北上的水汽流和陆上的西南方水汽流都比气候平均态增强，而且异常范围覆盖了华南、华中，甚至华北的部分区域。这和 A 型季风年夏季降水在季风区普遍偏强相一致。

在 B 型季风年，通过 20°S 线自南海北上的南方水汽流量没有明显增加，而华南向长江中下游输送的水汽却超过气候平均态，向东海输送的水汽也明显偏多，而自西边界输入的西南水汽流的增加量却相对东边界异常量很小，造成华南空气的水汽含量偏低，季风区净水汽输入减少，这和季风区降水形式相一致：南部降水大量偏少，而长江流域水汽含量略微偏多，季风总降水量减少。

在 C 型季风年，华南和华北普遍大气水汽含量增加，而江淮地区略有减少。南边界和北边界水汽输送量稍微偏多，而东边界和西部边界水汽输送明显偏弱（并且东边界异常量大于西边界值，导致季风区净水汽量输入增加），季风区整体上盛行东西向水汽流负异常。这表明随着季风强度减弱东亚季风区水汽向东海输送量降低，大量水汽不能像正常年份一样随季风输出到海上，于是汇集在季风区内，尤其在季风区南部，形成超量的降水，同时北方中纬度季风区降水量也略有增加。另外，C 型季风年大气水汽含量异常分布与水汽输送异常相一致。

在 D 型季风年，南海北上的南方气流和孟加拉来的陆上水汽流都明显偏弱，而南方气流的减弱在季风区水汽净输入减少这一过程中起主导作用，同时东亚季风区水汽输送普遍偏弱，这导致季风区从南到北大气水汽含量偏少，季风区降水一致偏弱。

可见，在水汽输送场异常上，A 型季风年和 D 型季风年几乎完全相反；而 B 型季风年和 C 型季风年近似相反。

3.6 不同类型季风年季风和降水配置分析

以上分析表明，东亚季风区夏季风强度和总降水的关系受到环流场要素整体形势的支配而表现出多面性和复杂性。海表温度、西太平洋副热带高压、青藏高原、中高纬阻塞形势、水汽输送等要素共同决定东亚季风的强度变化和相应降水的配置。而且，各种季风年类型的环流异常在海平面、对流层低层、高层等不同层次和温度场、高度场、风场、水汽场不同要素之间有着很好的一致性。本文根据季风和降水强度的相对性所定义的四种季风年类型分别具有清晰的环流异常特征，总结如下。

在 A 型季风年，东亚季风区季风增强，降水增多。此时，中西太平洋至印度洋北部赤道东风带明显增强，印度季风偏弱。西太平洋副高增强，位置偏西、偏北；而南亚高压偏强，中心偏西。同时，东北亚阻塞形势偏强而乌拉尔地区阻塞形势偏弱。东亚季风区水汽含量充足，南海北上的南方水汽流和孟加拉地区西来的陆上水汽流增强，

表 5 东亚夏季风区水汽输送表

季风年	东边界	南边界	西边界	北边界	水汽净输入
A	23.95	15.31	23.40	-4.14	18.90
B	12.27	2.74	6.75	5.32	-8.10
C	-18.75	4.19	-13.94	6.43	2.57
D	-6.94	-14.08	-5.20	-5.97	-6.37

注：东边界：(20~40°N, 125°E)，西边界：(20~40°N, 110°E)，南边界：(20°N, 110~125°E)，北边界：(40°N, 110~125°E)。东西边界值定义为边界上的水汽输送的纬向分量；南北边界值定义为边界上的水汽输送经向分量；净水汽输入为南边界与西边界值的和减去东边界和北边界值。表中数值都为距平值，单位：g kg⁻¹ s⁻¹。

所以季风区总降水增加。

在 B 型季风年, 东亚季风增强, 而降水偏少。此时只有赤道中西太平洋有东风异常。西太平洋副高偏强, 位置偏西、偏南; 南亚高压明显偏强, 中心偏东。同时东北亚、亚洲北部有强的阻塞形势。此时, 南海北上水汽流和孟加拉西南水汽流并没有大量增强, 但华南地区却有很强的异常水汽流向北和东海输送, 造成华南降水量剧减, 从而季风区整体降水减少。

在 C 型季风年, 东亚夏季风减弱, 而季风区降水却增强。此时, 北印度洋和西赤道太平洋有强西风异常, 表明印度季风增强。此时西太平洋副高偏弱, 位置偏东、偏北; 南亚高压偏弱, 偏西。东北亚和乌拉尔地区阻塞形式偏弱。虽然南海北上水气流略微偏强, 而孟加拉湾方向的西南陆上水汽流减弱, 但由于东亚季风减弱造成东亚季风区向东海输出的水汽量大量减少, 整体上东亚季风区滞留的水汽量反而增大, 季风区中南部降水偏多, 导致降水量整体上大量增加, 形成季风弱而降水多的形势。

在 D 型季风年, 东亚夏季风减弱, 同时季风区夏季降水减弱。从赤道中印度洋到赤道中太平洋有一强西风异常带, 此时印度季风减弱。西太平洋副高偏弱, 位置偏东、偏南; 南亚高压偏弱, 中心偏东。在中高纬东北亚和乌拉尔地区阻塞偏强。此时, 东亚季风区季风普遍偏弱, 南海北上水汽流和孟加拉西南水汽流减弱, 整体水汽输送减弱, 从而东亚季风区普遍降水减少, 使得降水总量减少。

总体上, 东亚夏季风强度异常和西太平洋副高和南亚高压强度异常一致, 而东亚季风区夏季总降水受西太平洋副高的北上程度与青藏高原中心的东移和乌拉尔地区的阻塞形势共同影响, 其他环流因素如更大范围的环流因素对东亚夏季降水的影响通常是间接实现的。各种因素变化的不一致性导致东亚地区夏季风强度和同期降水总量之间关系的复杂性。

4 总结

本文通过对东亚季风区夏季风强度和总降水关系的分析, 得到以下主要结论:

(1) 在东亚季风区, 夏季风强度和同期降水总量的关系具有多面性特征, 此关系取决于环流场的整体配置, 其中西太平洋副高、南亚高压和中高纬阻塞形势为三个起主导作用的因素。具体而言, 西太平洋副高强度和西界位置、南亚高压强度与东亚夏季风强度关系密切, 而西太平洋副高北界的南北向位置和乌拉尔地区阻塞形势和东亚地区夏季降水总量有密切关系。因素之间的变化不一致性导致东亚地区夏季风强度和同期降水总量之间关系的多面性。

(2) 海温对东亚夏季风和总降水的关系有明显的影响。北太平洋海温异常和总降水量异常相一致: 总降水强时北太平洋海温偏高, 而总降水弱时北太平洋海温偏低。印度洋的南北向海温异常分布型和东亚夏季风的强度也有一定的联系。另外, 在季风强的年份, 降水偏强时, 印度洋东侧到西太平洋 SST 有一明显的高值区, 而总降水偏弱时该区海温变化不明显。

(3) 500 hPa 东亚异常波列和东亚季风强度密切联系, 但波型与东亚季风区总降水强弱的联系并不密切。

致谢：感谢审稿人提出的宝贵修改意见。

参 考 文 献

- 1 Tao Shiyun, and Chen Longxun, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, *Review of Monsoon Meteorology*, UK: Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 2 黄荣辉、黄刚、任保华, 东亚夏季风的研究进展及其需进一步研究的问题, 大气科学, 1999, **23** (2), 129~141.
- 3 李崇银、张利平, 南海夏季风活动及其影响, 大气科学, 1999, **23** (2), 257~266.
- 4 王亚非、张雁、陈菊英, 一个能反映梅雨现象的东亚夏季风指数, 气候与环境研究, 2001, **6** (2), 146~152.
- 5 Wang Y., B. Wang, and J. H. Oh, Impact of preceding El Niño on the East Asian summer atmosphere circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**, 575~589.
- 6 乔云亭、陈烈庭、张庆云, 东亚季风指数的定义及其与中国气候的关系, 大气科学, 2002, **26** (1), 69~82.
- 7 周兵、何金海、吴国雄等, 东亚副热带季风特征及其指数的建立, 大气科学, 2003, **27** (1), 125~135.
- 8 竺可桢, 东南季风与中国之雨量, 地理学报, 1934, **1**, 1~27.
- 9 许淑英、高由禧, 我国季风进退及其日期的确定, 地理学报, 1962, **28**, 1~18.
- 10 丁一汇, 中国的夏季风降雨及其区域特征, 亚洲季风, 北京: 气象出版社, 1994, 76~83.
- 11 郭其蕴, 季风与中国旱涝, 亚洲季风, 北京: 气象出版社, 1994, 65~74.
- 12 徐建军、朱乾根、周铁汉, 东亚夏季风与中国夏季降水年际异常的分形研究, 南京气象学院学报, 1998, **21** (3), 313~320.
- 13 Smith, T. M., and R. W. Reynolds, Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997), *J. Climate*, 2003, **16**, 1495~1510.
- 14 Xie, P., and P. A. Arkin, Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *J. Climate*, 1996, **9**, 840~858.
- 15 Wang Huijun, Instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations, *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19**, 1~11.
- 16 Wang Huijun, The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (3), 376~386.
- 17 张庆云、陶诗言, 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响, 气象学报, 1998, **56**, 199~211.
- 18 谭桂容、孙照渤、赵振国, 我国东部夏季降水型与北半球大气环流和北太平洋海温的关系, 南京气象学院学报, 1998, **21**, 1~7.
- 19 朱平盛、张苏平、胡桂芳, 北太平洋海温异常对我国降水影响的数值试验, 气象, 2000, **26** (5), 3~7.
- 20 晏红明、肖子牛、谢应齐, 近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析, 气候与环境研究, 2000, **5**, 180~188.
- 21 黄士松、汤明敏, 北太平洋和南印度洋上环流系统的中期震荡, 气象科学, 1988, **8**, 1~13.
- 22 Xue Feng, Jiang Dabang, Lang Xianmei et al., The influence of the Mascarene high and Australian high on the summer monsoon in East Asia; ensemble simulation, *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **23** (5), 799~809.
- 23 慕巧珍、王绍武、朱锦红等, 近百年夏季西太平洋副热带高压的变化, 大气科学, 2001, **25**, 787~797.
- 24 Nitta, T., Convective activity in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**, 373~390.
- 25 Huang R. H., and Sun F. Y., Impact of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **72** (6), 937~957.
- 26 黄刚, 东亚夏季风环流异常指数与夏季气候变化关系的研究, 应用气象学报, 1999, **10**, 61~69.
- 27 黄刚、严中伟, 东亚夏季风环流异常指数及其年际变化, 科学通报, **44** (4), 421~424.
- 28 周学鸣、何金海、叶榕生, 乌拉尔阻塞高压影响亚洲夏季风环流和我国东部旱涝的数值试验, 南京气象学院学

报, 1995, **18**, 25~32.

29 朱乾根、林锦瑞、寿绍文等, 天气学原理和方法, 北京: 气象出版社, 1992, 683~694.

30 Zhang Qiong, Wu Guoxiong, and Qian Yongfu, The bimodality of the 100 hPa South Asian high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002, **80** (4), 733~744.

The Configurable Relationships between Summer Monsoon and Precipitation over East Asia

Liu Changzheng, Wang Huijun, and Jiang Dabang

(Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The relationships between the summer monsoon intensity and total summer precipitation over East Asia are analyzed and found to be in a complex way. 1979-2000 are divided into four types: A, strong monsoon with strong precipitation; B, strong monsoon with weak precipitation; C, weak monsoon with strong precipitation; D, weak monsoon with weak precipitation. All of the four types show big possibility. The atmospheric and oceanic anomalies of each monsoon year type are analyzed and their characteristic anomalies are found. The relationships between monsoon and precipitation rely on the overall circulation conditions, especially on the three factors of the western Pacific subtropical high, South Asia high, and the blocking highs in the middle-high latitudes. And SSTA leads an active influence, especially over the North Pacific, the South China Sea and the Indian Ocean. What's more, it's found that the East Asia Anomaly Pattern is connected with the intensity of East Asian summer monsoon, while not with the total summer precipitation over East Asia.

Key words: East Asian summer monsoon, summer precipitation, relationship