

南京信息工程大学

---

硕士学位论文

---

西北地区干湿气候转型研究

---

姓名：王鹏祥

---

申请学位级别：硕士

---

专业：气象学

---

指导教师：何金海;张强

---

20060301

## 摘 要

本文使用中国西北地区(陕、甘、宁、青、新及内蒙西部)1960~2003年月降水、气温、地面风速和水面蒸发资料及NECP/NCAR月平均再分析资料,分析了在全球变暖大背景下,西北地区气温、降水,蒸发及地面风速变化的基本趋势,并重点考虑降水和蒸发这两个水分平衡最关键的分量构造了干湿指数,进而研究了西北地区干湿气候转型的特征及其与不同纬度大气环流调整之间的可能关系。主要得到以下结论:

(1)近44年来,西北地区大部分地区气温升高、降水增加,而水面蒸发量减小,突变发生在七十年代中期,并与该地区地面风速显著减小之间有密切联系,也与西北地区沙尘暴减少的总体趋势相一致。

(2)西北地区年干湿异常特征可以分为西风带气候区,高原气候区和季风气候区三个关键区域,简称西风区,高原区和季风区,整个西北地区及三个分区干湿指数具有明显的震荡周期。一致性异常是西北地区44年干湿特征的最主要空间分布模态,而西北部同东南部以及东北部和西南部呈反相变化也是西北地区年干湿特征异常的两个重要模态。

(3)全年整个西北地区及其西风区、高原区干湿特征呈较为显著的变湿趋势,以西风区的变湿趋势最为显著,高原区次之,都在七十年代中期发生干湿突变现象。而西北地区东南部位于季风影响边缘的区域干湿特征呈变干趋势,但这种趋势表现较弱。对春、夏、秋、冬四季而言,整个西北地区及各分区总体具有干湿突变现象,但存在着明显的地区性和季节性差异。

(4)西北地区气候干湿突变以及各区域干湿变化趋势的不一致性是复杂下垫面条件下不同纬度大气环流调整的结果,并与中国的北干南涝相联系。夏季AO与东亚夏季风显著反相关,在七十年代中期分别经历了由弱到强和由强到弱的反向突变过程,这与西北地区干湿指数的突变期相对应。当北极涛动正(负)位相越强时,东亚夏季风一般偏弱(强),西北地区东南部降水减少(增加),气候转干(湿),西风区和高原区降水增加(减少),气候由干(湿)向湿(干)变化。

(5)重点考虑降水和蒸发因素所构造的干湿指数可以更加客观地反映西北气候干湿演变特征。夏季干湿指数比单纯的降水分量能够更加显著地反映西北干湿气候演变与夏季AO和东亚夏季风调整之间的关系,且年代际相关明显高于年际相关,引入干湿指数研究西北地区干湿气候转型问题是必要的,也是有效的。

**关键词:** 西北地区, 干湿指数, 气候转型, 北极涛动, 东亚夏季风

## Abstract

Applying the data of monthly precipitation, temperature, ground wind speed and water surface evaporation in northwest of China (Shanxi, Gansu, Ningxia, Qinghai, Xinjiang and west Inner Mongolia) in 1960 ~ 2003 and NECP/NCAR monthly mean reanalyzing data, the basic tendency which the temperature, precipitation, evaporation as well as the ground wind speed have changed in northwestern China while the global warming was analyzed, and the wet index was constructed considering synthetically the most essential factors about moisture revenue and expenditure, the precipitation and evaporation, then the model characteristics which the climate has transited from arid to wet in northwestern China and the relation between these characteristics and the continuity adjustment of atmosphere circulation in different latitude were studied. The main conclusions are:

(1) In recent 44 years, the temperature has risen, precipitation has increased in a majority of areas in Northwestern China, but the water surface transpiration rate has reduced. The break occurred in 1976. It is related closely with the reduced surface wind speed, it is consistent with also the overall tendency which the local sand storm has reduced.

(2) The abnormal annual arid-wet characteristics in northwestern China could be divided into three essential areas, such as the westerly zone climate region, the plateau climate region and the monsoon climate region, for short, the westerly wind area, the plateau area and the monsoon area. There is obvious oscillation cycle between the entire northwest area and the arid-wet index in three districts. The abnormal consistency is the most important modality which the arid-wet characteristics in northwestern China distributed spatially in recent 44 years, but the reversed change between the northwestern part and the southeastern part and the reversed change between the northeastern part and the southwestern part also are the important modalities in Northwestern China.

(3) The arid-wet characteristics in westerly wind area, plateau area and entire northwestern represent obvious tendency which is changing from arid to wet, the most remarkable tendency is in the westerly wind area, the plateau area is next, they brook separately and in 1976 and 1974. But the arid-wet characteristics in southeastern area of northwestern China changed from wet to drought because it is located the edge of the region which monsoon affects, but this kind of tendency is weak. In view of the spring,

summer, fall and winter, there is the phenomenon which the climate has changed suddenly from drought to wet in entire northwestern area and every regions, but the tendency has the obvious topicality and the seasonal difference.

(4) The inconsistency between the climate arid-wet break in northwestern region and the arid-wet changing tendency in various regions is the result caused by the continuity adjustment of atmosphere circulation in different latitude under the complex surface condition, and relates with the drought in north and water logging in south. There is remarkable counter-correlation between AO in summer and the East Asian monsoon in summer, and changed separately from weak to strong in 1976 and 1976, this corresponded with the break of arid-wet index in northwestern area. Comparing with AO in summer, as a whole, the correlation between the East Asian summer monsoon, precipitation in northern area and arid-wet is reverse distribution, namely when Arctic Oscillation positive(negative) phase is stronger, the East Asian summer monsoon is generally weaker(stronger), the precipitation in southeast part of northwestern area reduces(increases), the climate change to drought(wet), the precipitation in westerly wind area and the plateau area increases(reduces), the climate change from drought(wet) to wet(drought).

(5) With a view to the arid-wet index constructed by precipitation and evaporation synthetically, it may be objective to reflect the climate arid-wet evolution characteristics in northwestern area. The arid-wet index in summer represents the relation between the arid-wet evolution characteristics and AO in summer and the continuity adjustment of East Asian summer monsoon more remarkable than that of only the rainfall, also the inter-annual correlation obviously is higher than that of the annual. Applying the arid-wet index to study the climate transiting model from arid to wet in northwestern area is necessary and effective.

**Key word: Northwestern area, arid-wet index, climate transiting model, Arctic oscillation, East Asian summer monsoon**

## 第一章 引言

### 1.1 概况

中国西北地区包括新疆、甘肃、青海、宁夏、陕西以及内蒙古西部，地处青藏高原北部和东北部，远离海洋，是全球同纬度最干旱的地区之一，也是我国主要的干旱和半干旱区，分布着全国 85% 的干旱或半干旱土地面积<sup>[1]</sup>，同时这里主要受西风带气候、高原季风和东亚季风气候影响，降水变率大、干旱频率高、是我国气候变化的敏感区和生态脆弱区<sup>[2]</sup>。西北干旱区的沙漠、戈壁以及裸露的下垫面对太阳加热响应迅速，使得地面的蒸发力很强，加重了当地干旱化的程度，旱灾已经成为影响该地区经济和社会可持续发展的核心问题之一。施雅风等<sup>[3-5]</sup>研究发现，受全球增暖的影响，西北地区的干旱气候将受到不同程度的影响，从新疆西部开始到祁连山中段出现了气候由暖干转向暖湿的强劲信号。因此，对西北干旱气候可能转型这一科学推断进行研究不仅在学术上、而且在我国西部生态环境与社会经济等诸多方面均具有重大的现实意义和深远的战略意义。

### 1.2 西北干旱形成机制研究

中国西北干旱区主要位于内陆河流域，内陆河流域的平原区年降水量在 200 mm 以下，但流域内分布着若干高大山系，对空中水汽的拦截和抬升作用使得山区降水多在 400 mm 以上，高山上发育了众多的冰川和积雪，形成干旱区中的“湿岛”与“高山水塔”；发育于山区的河流，在山前平原形成了大片绿洲。半干旱区主要在黄土高原，这里的年降水量在 250~600mm，其特点是少而不稳，年际变化大，自然灾害频繁<sup>[5]</sup>。近年来，由于气候干旱化的加剧，西北地区人均拥有水资源量日益减少，随着西北地区人口增加和工农业生产的迅速发展，水资源短缺的矛盾将会更加突出。由于缺水，西北干旱区局部生态环境正在严重恶化，出现青藏高原草原草场退化和内陆河流域绿洲濒临消亡<sup>[1]</sup>等现象。可以说旱灾已经成为影响该地区经济和社会可持续发展的核心问题之一。

对西北地区干旱问题的研究，早在 50 年代末高由禧等<sup>[4]</sup>就进行过融冰化雪改变西北干旱面貌的试验，“九五”期间，在国家重中之重科技项目 03 子专题的资助下，西北干旱气候的研究取得了重要进展。对西北地区干旱形成机制的研究较多<sup>[6-10]</sup>，其形成的因素概括起来有：①西北干旱气候区位于中亚大陆腹地，海洋湿空气不易到达；②青藏高原的地形动力作用使西北干旱气候区向北偏离副热带至中低纬度地区；

③青藏高原的热力作用使位于青藏高原北部的西北干旱区反气旋环流盛行，形成了不利于降水发生的下沉气流区；④干旱区给自由大气输送的水分极少，由此造成的潜热释放也极少，使干旱区自由大气表现为“热汇”和“湿汇”，会加强不利于降水发生的自由大气下沉趋势<sup>[19]</sup>；⑤干旱区大气沙尘严重，使大气稳定度增强，抑制了降水条件(上升运动)的发展<sup>[20]</sup>；⑥西北干旱区的沙漠或戈壁下垫面对太阳加热响应迅速，使得地面的蒸发力也很强，加重了干旱化的程度。同时，干旱气候还与形成干旱气候的后三个因素之间存在正反馈关系。所有这些地区性因素不仅造成西北干旱区偏离全球干旱气候带，而且面积更广大、旱情更重，且逐年加剧<sup>[1]</sup>。

### 1.3 西北区气候转型研究

近百年来全球和中国的气候正经历一次以变暖为主要特征的显著变化，它对世界和我国的生态系统和社会经济产生了并将继续产生重大的影响<sup>[21]</sup>。西北干旱气候系统是由该区域内的大气、岩石、土壤、冰雪、生物、湖泊和河流等子系统有机组成的，它是一个相对稳定、独立的系统。但它包含了一些可被人类活动和宇宙因子触发的潜在不稳定因素。与其它区域气候系统相比，西北干旱气候系统更脆弱，它对人类活动的响应也更敏感。研究发现，近十几年来西北大部分地区气候环境在全球变暖的大背景下悄然发生重大变化，出现了降水与径流增加，冰川消融加速，湖泊水位上升，大风与沙尘暴日数减少，植被有所改善等现象<sup>[21]</sup>。

针对这些现象，施雅风等<sup>[21, 22]</sup>捕捉到了这些现象之间的关联，并提出了西北气候可能正由暖干向暖湿转型的科学推断。施雅风等<sup>[23]</sup>研究指出西北气候在暖干向暖湿转型过程中，可分为三个转型区，其中新疆北部、天山及其两侧地带、塔里木盆地西侧、叶尔羌河下游、祁连山及其北侧的中西段地区、柴达木盆地东南侧格尔木河与察汗乌苏河地区为显著转型区，1987年为转型年，降水量、冰川融水量显著增加，蒸发量在部分地区有所下降，河川径流量显著增加，洪水灾害增加，内陆湖泊水位上升和扩大，植被显著改善，沙尘暴显著减少；塔克拉玛干大沙漠、南疆东部与甘肃西缘荒漠地区、柴达木盆地内部为轻度转型区，其降水量有少量增加，但由于原来的极端干旱性质，地表蒸发水汽很少，限制了降水量不大可能在将来大幅度增加；未转型区包括祁连山东段石羊河流域在内的甘肃中东部地区、青海省东南部包括黄河上游与青海湖流域地区及部分长江源区、陕西和宁夏，这些地区90年代仍处于干旱的低降水期，但或许可能已达年代际变化的谷底，有潜在的向暖湿转化的趋势，转化时间难于确切预测，并且这样的估计不确定性很大，尚需作进一步的研究。

究。

王鹏祥等<sup>[24]</sup>对青海高原近43年夏季空中水汽分布及演变的研究表明,青海高原净水汽通量整体上却呈增加趋势。李栋梁等研究表明中国西北地区气候变化正经历着由暖干向暖湿转变,这一转变在西北西部包括新疆、河西西部、祁连山区及青海的部分地区表现得更加明显,气温升高,降水量增加。西北东部目前仍比较干旱,气温在升高,降水量未有增加。

#### 1.4 北极涛动与西北区域气候变化研究

北极涛动(Arctic Oscillation,简称AO)是北半球热带外地区(20°N以北)海平面气压场的变化中最突出的模态,它不仅影响极地地区的气候,也能够影响到中、低纬度地区的气候。对AO的研究越来越受到大家的关注。Thompson和Wallace<sup>[25]</sup>基于北半球大气环流的分析,提出了北极涛动的概念,Wallace<sup>[26]</sup>指出,AO与北大西洋涛动(NAO)反映的都是中纬度西风的强弱,只不过AO尺度更大。Thompson等<sup>[27]</sup>发现在最近三十年中,在AO指数呈上升趋势的背景下,地表气温(SAT)、降水、大气臭氧含量、对流层顶气压以及纬向平均环流等等均有不同程度的改变,北极涛动对全球的气候起到了一定的作用。AO的强弱直接导致北半球中纬度地区和北极地区之间的气压和大气质量反向性质的波动,AO为正异常时,中纬度气压上升而极地下降,AO为负异常时,环流形势则与此相反。所以行星尺度的AO变化,对近地面气候有显著影响,研究发现AO对北美、欧亚大陆中高纬气温、降水有显著相关<sup>[27、28]</sup>。Black<sup>[29]</sup>认为像AO这种环流模态对中高纬地面气候变化的作用越来越重要。

据建华等<sup>[30-32]</sup>指出北极涛动年代际变化的大气环流背景是造成亚洲SAT的年代际变化的一个重要的控制因素,与东亚冬季风有较好的关系。龚道溢<sup>[33]</sup>指出AO与东亚冬季风有显著的反位相关关系,AO通过西伯利亚高压来影响东亚冬季风,并认为东亚冬季风指数和西伯利亚高压指数之间有较高的相关性。龚道溢等<sup>[34]</sup>还研究了近百年北极涛动对中国冬季气候的影响,研究表明AO指数偏强时,我国大部分地区冬季气温偏高,同时降水也偏多。AO和西伯利亚高压对我国冬季气候的影响在年际和年代际尺度上有不同的特征。何春等<sup>[35]</sup>研究了AO与华北冬季气温的关系,文中指出它们之间存在着显著的反相关关系,特别是年代尺度上关系尤其密切,其次AO与东亚夏季风也有一定的关系。龚道溢<sup>[36-38]</sup>分析了春季AO指数的变化对梅雨-Changma-Baiu带夏季降水年际变化的影响。指出5月北极涛动偏强一个标准差时,整个长江中

下游地区到日本南部一带,夏季降水减少平均约8%左右。降水的这种变化与对流层东亚急流的变化密切相关:春季北极涛动强时,随后夏季急流位置通常偏北,雨带位置也北移,从而造成梅雨-Changma-Baiu带降水减少。

## 1.5 东亚夏季风与区域气候变化研究

季风是盛行风向季节变化的天气气候现象,通常认为季风形成与海陆热力差异、行星风带的季节变化、大地形作用和南北半球气流的相互作用有关<sup>[39]</sup>。亚洲季风是北半球另一个十分重要的气候系统,我国受南亚和东亚季风环流影响很大,雨季一般始于夏季风的爆发,终于季风的撤退。在盛夏,活跃的季风可以到达东北、华北及西北的一部分。何金海等<sup>[40]</sup>介绍了近期关于东亚季风的形成机理以及其季节、季节内、年际和年代际等多时间尺度变率的研究状况。陶诗言等<sup>[41]</sup>从大气环流的动力、热力变化来研究季风的季节变化,指出季风的建立不仅仅依赖于海陆季节温差,还受辐射变化、大气环流调整和地形等各种因素的综合作用。何金海等<sup>[42]</sup>认为大气中的湿过程也是驱动季风的机制之一,湿过程是形成季风的第三推动力。我国受南亚和东亚季风环流影响很大,许多研究表明,季风的爆发及其演变与推进对中国降水和旱涝产生了深刻影响。

季风对中国东部降水的影响表现在东亚强(弱)夏季风年,长江中下游易旱(涝),西太平洋副热带高压容易偏北(南)。分析资料表明<sup>[43-46]</sup>,1976年前后大气环流和北太平洋海温均发生了突变。与1976年突变相对应,东亚夏季风也发生了显著突变。黄刚<sup>[45]</sup>和王会军<sup>[46, 47]</sup>的研究指出,由于东亚季风从20世纪70年代后期减弱从而导致东亚地区降水发生年代际变化。1977年后长江流域降水明显增多,经常发生洪涝;而华北和黄河流域则有相反的情况出现,出现持续的严重干旱。祝从文<sup>[48]</sup>等认为夏季降水是夏季风活动造成的最直接后果,对应东亚强(弱)夏季风年,长江中下游易旱(涝),西太平洋副热带高压容易偏北(南)。李春<sup>[49]</sup>等对华北夏季降水的年代际变化及其与东亚地区大气环流的联系的研究表明,华北夏季多雨期,太平洋~东亚地区海平面气压差为正,夏季风偏强;而华北夏季少雨期,东亚~太平洋海平面气压为负,夏季风偏弱。孙秀荣<sup>[50]</sup>等定义的东亚海陆热力指数能较好反映我国东部季风区夏季降水的年际异常变化关系,尤其对华北、江淮流域。即强指数年华北地区降水偏多,长江淮河流域异常干旱;反之亦然。郭其蕴等<sup>[51]</sup>认为夏季风很强很弱时,江淮流域都易旱,只有当季风强度接近正常年份,江淮流域才多雨。施能<sup>[52]</sup>等指出东亚夏季风与我国降水的关系主要表现在夏季雨带的南北位置上,强季风时



雨带偏北，弱季风时雨带偏南。

西北地区东部南部位于东亚夏季风的边缘区，其夏季降水趋势减少与东亚季风关系密切。高由禧<sup>[53]</sup>等认为高原东北侧的河西走廊中部、东部，甘肃中部，陇东，陇南，宁夏回族自治区大部以及陕北、关中、汉中均受东亚季风影响，东亚季风边缘区在甘肃省河西走廊中部。谢金南<sup>[54]</sup>等发现位于青藏高原东北侧和西北地区东部近半个世纪以来，降水趋势减少，干旱连旱趋势增加。近 10 年比半个世纪以来干旱趋势更为严重，其中高原东北侧南部的甘肃中部片、陇南、关中、汉中、陕南的干旱表现比北部更加明显。张广周<sup>[55]</sup>等研究发现，东亚季风边缘区（河西走廊中部、东部、甘肃中部地区）在全球气候变暖的大背景下，变暖使得东亚季风边缘区的夏季风减弱，并存在夏季变干趋势。张存杰<sup>[56]</sup>等对东亚季风对中国西北地区气温与降水研究表明，强的夏季风导致西北地区东南部夏季多雨，中部偏西大部分地方少雨。

## 1.6 问题的提出

目前对西北地区干湿气候变化的研究主要是针对地面降水而言，较少综合考虑蒸发因素。同时，对于旱形成机制的研究也主要集中在干旱流型、ENSO、季风等方面，综合考虑高、中、低不同纬度大气环流一致性调整对西北地区干湿气候变化影响的研究相对较少。显然降水量与蒸发是代表一个地区水分平衡情况的两个方面，蒸发作为水循环变化中除降水之外的另一个关键分量，对气候干湿变化起着非常重要的作用，降水偏少可以导致干旱，而蒸发增加同样可以导致干旱，所以，引入蒸发因素来研究西北地区气候干湿转型问题是极其有意义的工作。

另外，西北地区受到西风带、高原以及季风等高、中、低纬系统的综合影响，加之复杂的地形因素使得该地区的气候问题变得极其复杂。气候干湿变化特征是该地区气候变异的一种主要表现形式，与大气环流调整是否有关。北极涛动 AO 是北半球热带外地区（20° N 以北）海平面气压场的变化中最突出的模态，它不仅仅影响极地地区的气候，也能够影响到中、低纬度地区的气候。亚洲季风是北半球另一个十分重要的气候系统。而且北极涛动作为极地和中高纬地区的一个重要气候系统，东亚季风作为中、低纬度地区的一个重要气候系统，两者之间可能存在着一定的联系。研究西北地区干湿气候转型机理问题有必要把高、中、低纬度的系统联系起来作整体分析。

## 1.7 本文的研究内容和创新之处

基于以上认识，本文重点研究和分析以下几个方面的问题：

(1) 利用西北测站气温、降水、蒸发、地面风速资料，综合分析在全球变暖大背景下，西北地区气温、降水，特别是蒸发趋势变化的空间分布、时间演变及其突变现象。

(2) 重点考虑降水和蒸发这两方面水分收支的情况而定义一个干湿综合指标，对西北年干湿指数场的时空分布特征进行气候诊断分析。

(3) 以西北地区的主要降水季节夏季为研究对象，以气候突变为关注重点，对比分析了西北地区夏季降水和干湿指数与夏季北极涛动 AO 和东亚夏季风 EASM 的年际和年代际关系，讨论用考虑降水和蒸发两个分量所构造的降水蒸发均一化干湿指数在研究西北干旱气候变化中的可行性，并初步探讨西北干湿气候转型的可能机理以与中国北旱南涝的关系。

本文共分七章

第一章 引言

第二章 资料与方法

第三章 西北地区年平均气温、降水及蒸发的变化

第四章 西北地区干湿指数的时空分布特征

第五章 夏季北极涛动、东亚夏季风与西北地区干湿转型的关系

第六章 总结与展望

本文有以下创新之处：

第一，首次用干湿指数研究西北地区的气候干湿转型问题。

第二，将夏季北极涛动和东亚夏季风这两个既相互独立又相互联系的不同纬度系统与西北地区气候变化相联系，讨论西北地区干湿气候转型的机理。

第三，提出了西北地区气候干湿突变及各区域干湿变化趋势的不一致性是复杂下垫面条件下不同纬度大气环流调整的结果，与全国北旱南涝相联系。

### [参考文献]

[1]张强, 胡隐樵, 曹晓彦等, 论西北干旱气候的若干问题, 中国沙漠[J], 2000, 20(4): 357-362.

- [2]谢金南, 李栋梁, 董安祥等, 甘肃省干旱气候变化及其对西部大开发的影响[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(3): 359-369.
- [3]施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号\影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219-226.
- [4]丁永建, 叶伯生, 刘时银. 祁连山中部地区 40a 米气候变化及其对径流的影响. 冰川冻土, 2000, 22(3): 193-198.
- [5]叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社, 1979. 1~278.
- [6]徐国昌, 张志银. 青藏高原对西北干旱气候形成的作用[J]. 高原气象, 1983, 2(2):8~15.
- [7]吴统文, 钱正安. 青藏高原北侧地区夏季干湿年间垂直运动及高原热力影响差异的对比分析[J]. 气象学报, 1996, 54(5):558~568.
- [8]吴统文, 钱正安. 西北干旱区干、湿年夏季环流和高原动力影响差异的对比分析[J]. 高原气象, 1996, 15(4):558~568.
- [9]张琼, 钱正安, 陈敏连. 夏季南亚高压与西北地区降水关系的进一步分析[J]. 高原气象, 1997, 16(1):21~30.
- [10]钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 西北干旱气候形成的数值模拟研究:青藏高原隆升和环流场等的影响[J]. 大气科学, 1998, 22(5):753~763.
- [11]吴统文, 钱正安, 李培基等. 青藏高原多、少雪年后期西北干旱区降水的对比分析[J]. 高原气象, 1998, 17(4):364~372.
- [12] Qian Zheng-an, Wu Tong-wen. Some investigations into Influences of Qinghai-Xizang Plateau on Northwest China drought climate[A]. 8th Conference on Mountain Meteorology[C]. Held in Flagstaff, Arizona, US, 3-7August, 1998. 55~59.
- [13]王咏青, 贾效忠, 谢金南等, 偶极子型热源的变化对西北干旱流型的作用[J]. 南京气象学院学报, 2001, 24(1):44-50.
- [14]王咏青, 陈联寿, 罗哲贤, 青藏高原对其东北侧干旱形成的数值试验[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 529-535.
- [15]王咏青, 卓嘎, 青藏高原东北侧干旱的数值试验[J]. 南京气象学院学报, 1999, 22(2):149-154.
- [16]李耀辉, 李栋梁, 赵庆云, 太平洋秋季 S S T A 与西北地区春季降水的耦合性研究[J]. 甘肃气象, 1998, 16(1): 22-26.
- [17]李栋梁, 魏丽, 李维京等, 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.

[18] 范广洲, 程国栋. 青藏高原隆升对西北地区降水量变化的影响[J]. 高原气象, 2003, 22 (增刊): 67-74.

[19] 张强. 西北干旱环境与绿洲的相互作用及与大气环境的关系[A]. 刘晓东. 中国西部区域气候研究[C]. 兰州: 兰州大学出版社, 1995. 50-56.

[20] Charney J G . Dynamics of desert and drought in Sahel [J]. Quart., J.R. Meteor. Soc., 1975, 101, 193-202.

[21] 董安祥, 王鹏祥, 林彬. 中国气象灾害大典. 甘肃卷. 北京: 气象出版社, 2005, 76-82.

[22] 施雅风, 沈永平, 李栋梁等. 中国西北部气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 2003, 23(2): 152-164.

[23] 施雅风. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估, 气象出版社, 2003.

[24] 王鹏祥等. 青海高原近 43 年夏季空中水汽分布及演变特征. 高原气象, 2005, 25 (1), 60-65.

[25] Walker G T, Bliss E. World weather. V mem. Roy Meteor Soc, 1932, 4(1): 58-84.

[26] Wallace J M, Gutzler D S. Teleconnections in the geopotential height fields during the Northern Hemisphere winter. Mon Wea Rev, 1981, 10(4): 784-812.

[27] Thompson D W, Wallace J M, Hegerl G C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II : trends. J Climate, 2000, 13(5): 1018-1036.

[28] Thompson D W, Wallace J M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophy Res Lett, 1998, 25(9): 1297-1300.

[29] Black R X. Stratosphere forcing of surface climate in the Arctic oscillation. J Climate, 2003, 16(2): 336-341.

[30] 踞建华, 任菊章. 大气环流年代际变化对东亚北部冬季气温异常的影响. 云南大学学报(自然科学版), 2003, 25(6): 518-524.

[31] 任菊章, 踞建华, 赵刚. 亚洲冬季地表温度与北半球海平面气压场的关系. 气候与环境研究, 2003, 8(4): 436-442.

[32] 踞建华, 任菊章, 吕俊梅. 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增

暖的影响. 高原气象, 2004, 23(4):429-434.

[33] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析. 高原气象, 2002, 21(1): 8-14.

[34] 龚道溢, 王绍武. 近百年北极涛动对中国冬季气温变化的研究. 地理学报, 2003, 58(4):559- 568.

[35] 何春, 何金海. 冬季北极涛动和华北气温变化的研究. 南京气象学院学报, 2003, 26(1):1-7.

[36] Gong D Y, Ho C H. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon. J Geophys Res, 108(D2), 4066, doi:1029/2002JD002193, 2003.

[37] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报, 2002, 47(7): 546-549.

[38] 龚道溢. 北极涛动对东亚夏季降水的预测意义. 气象, 2003, 29(6):3-6.

[39] 武荣生等, 现代天气学原理, 高等教育出版社, 209~237.

[40] 何金海, 宇婧婧, 沈新勇等. 有关东亚季风的形成及其变率的研究. 热带气象学报, 2004, 20(5): 449-459.

[41] 陶诗言, 陈隆勋. 亚洲夏季大陆上空大气环流的结构. 气象学报, 1957, 28(3):234-247.

[42] He Jinhai, Li Jun. Sensitivity experiments on summer monsoon circulation cell in East Asia. Adv Atmos Sci, 1989, 6(1):120-132.

[43] 王绍武, 朱锦红. 几个方兴未艾的气候学问题. 应用气象学报, 1999, 10(增刊):104-113.

[44] 李崇银, 李桂龙, 龙振夏. 中国气候年代际变化的大气环流形势对比分析. 应用气象学报, 1999, 10(增刊):1-8.

[45] 黄刚. 东亚夏季风环流指数与夏季气候变化关系的研究. 应用气象学报, 1999, 10(增刊):61-69.

[46] Wang Huijun. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. Adv Atmos Sci, 2001, 18(3):376-386.

[47] Wang Huijun. Instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relation. Adv Atmos Sci, 2002, 19(1):1-11.

[48] 祝从文, 何金海, 吴国雄, 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系, 气象学报, 2000, 58(4), 391~402.

[49] 李春, 孙照渤, 华北夏季降水的年代际变化及其与东亚地区大气环流的联

系, 南京气象学院院报, 2002, 25 (4), 269~275.

[50]孙秀荣, 何金海, 陈隆勋 东亚海陆热力差指数与中国夏季降水的关系, 南京气象学院院报, 2000, 23 (3) .

[51]郭其蕴, 东亚季风强度指数及其变化分析, 地理学报, 1983, 38 (3), 207~216.

[52]施能, 朱乾根, 吴彬贵, 近 40 年东亚季风与我国夏季大尺度天气气候异常, 大气科学, 1996, 20 (5), 575~583.

[53]高由禧等, 1962 年, 东亚季风的若干问题, 北京, 科学出版社, 49~63.

[54]谢金南, 周嘉陵, 西北地区中、东部降水趋势的初步分析, 高原气象, 2000 年.

[55]张广周, 马镜娴, 谢金南, 季风边缘区域气候变化的观测研究, 中国西北干旱气候变化与预测研究, 第一卷, 25~28.

[56]张存杰, 谢金南, 李栋梁, 东亚季风对西北地区干旱气候的影响, 高原气象, 2002, 21 (2), 193~198.

## 第二章 资料与方法

### 2.1 资料

#### 2.1.1 站点资料

中国西北地区（陕、甘、宁、青、新、内蒙西部）1960~2003年月降水、气温和水面蒸发资料。资料的完整性对于研究的结果是至关重要的，对中国西北155个站点月平均气温，月降水量和水面蒸发量资料集检查发现，个别测站资料序列不完整，为此本文类似文献<sup>[1]</sup>的方法对资料进行了质量控制，当一年12个月中缺测超过2个月时，该年的统计量被设为缺测，当44a序列中缺测总量超过5a时，该测站被排除使用，同时，在统计中还剔除了经历明显台站迁移的测站。而对于缺测少于以上标准的年或月份，均使用插值的方法补充完整。这样处理后降水、气温、地面风速均保留了154个测站，而水面蒸发保留了131个测站。所以除了分析降水、气温、地面风速使用的是154个站点资料外，在分析蒸发和干湿指数时均选取131个测站分析。

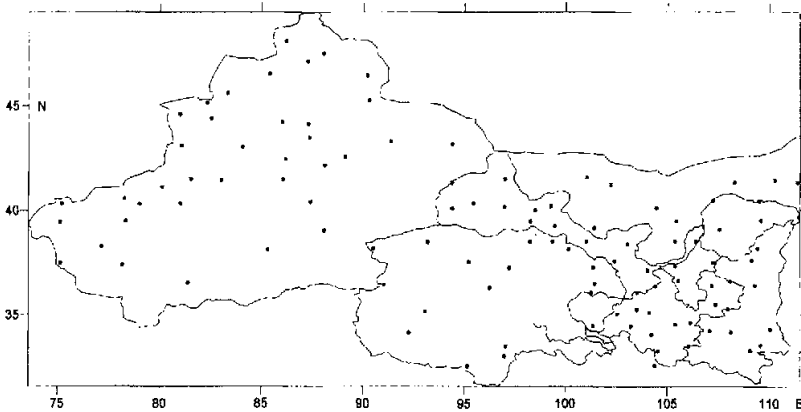


图 2.1.1 西北地区站点分布图

#### 2.1.2 NECP/NCAR 资料

1948~2003年月平均再分析资料，水平规格为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ， $h$ ， $u$ ， $v$ 为垂直17层1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10hPa的位势高度、纬向风分量和经向风分量，比湿 $q$ 为垂直8层（1000~300hPa），地面气压 $P_s$ 。

#### 2.1.3 AO 指数资料

NOAA网站 (<http://www.nws.noaa.gov>) 提供的1950—2003年月平均北极涛动





在原序列的随机独立等假设下,  $d_k$  的均值、方差分别为

$$\begin{cases} E[d_k]=k(k-1)/4 \\ \text{var}[d_k]=k(k-1)(2k+5)/12, \quad (2 \leq k \leq N) \end{cases} \quad (2.4)$$

将  $d_k$  标准化:  $u(d_k) = (d_k - E[d_k]) / \sqrt{\text{var}[d_k]}$ , (2.5)

这里  $u(d_k)$  为标准分布, 其概率  $\alpha_1 = \text{prob}(|u| > |u(d_k)|)$  可以通过计算或查表获得, 给定一显著性水平  $\alpha_0$ , 当  $\alpha_1 > \alpha_0$  时, 接受原假设  $H_0$ , 当  $\alpha_1 < \alpha_0$  时, 则拒绝原假设, 它表示此序列将存在一个强的增长或减少趋势, 所有  $u(d_k) (1 \leq k \leq N)$  将组成一条曲线  $c_1$ , 通过信度检验可知其是否有变化趋势。把此方法引用到反序列中,  $\bar{m}_i$  表示第  $i$  个样本  $x_i$  大于  $x_j (i \leq j \leq N)$  的累计数, 当  $i, i' = N+1-i$  时, 如果  $\bar{m}_i = \bar{m}_{i'}$ , 则反序列的  $\bar{u}(d_i)$  由下式给出:

$$\begin{cases} \bar{u}(d_i) = -u(d_{i'}), \\ \bar{i}' = N + 1 - i, \end{cases} \quad (i, i' = 1, 2, \dots, N) \quad (2.6)$$

$\bar{u}(d_i)$  将组成一条曲线  $c_2$ , 当曲线  $c_1$  超过信度线, 既表示存在明显的变化趋势时, 如果曲线  $c_1$  和  $c_2$  的交叉点位于信度线之间, 这点便是突变的开始点。

### 2.2.3 小波分析<sup>[5]</sup>

对时间间隔为  $\delta$ 、样本长度  $N$  的时间序列  $X_n$ , 其在 Fourier 空间的离散 Fourier 变换为:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (2.7)$$

其中  $k=0 \dots N-1$  为频率指数。而 Morlet 小波函数  $\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2}$  的 Fourier 变换为  $\hat{\Psi}_0(s\omega) = \pi^{-1/4} H(\omega) e^{-(s\omega - \omega_0)^2/2}$ , 这里  $\eta = n/s$ ,  $s$  为小波尺度,  $\omega_0$  为无量纲频率(本文取为 6, 即在一个高斯波包里大约有 3 个周期振荡),  $n$  为时间,  $H(\omega)$  为 Heaviside 阶梯函数。于是, 根据卷积理论, 小波变换  $W_n(s)$  为 Fourier 逆变换

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{X}_k \hat{\Psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta} \quad (2.8)$$

(\*)表示复共轭, 角频率定义为:

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta} & k \leq \frac{N}{2} \\ \frac{2\pi k}{N\delta} & k \geq \frac{N}{2} \end{cases} \quad (2.9)$$

## 2.2.4 东亚夏季风指数

由于东亚夏季风(EASM)的影响系统较多,从高纬到低纬,甚至南半球的澳大利亚高压等等.定义东亚夏季风的方法也很多<sup>[10]</sup>,例如海平面气压、高层风场等等.本文引进郭其蕴<sup>[11]</sup>提出的定义东亚夏季风强度的方法,取10°-50°N范围内,每10度纬圈上110°E减去160°E之间的气压差值 $\leq -5\text{hPa}$ 的所有数值之和,把各年的值与多年平均求比值,将该比值称作夏季风强度指数.比值越大,说明这一年夏季风越强,反之,比值越小说明夏季风弱.

### [参考文献]

- [1] 翟盘茂,任福民,张强. 中国降水极端值变化趋势检测.气象学报,1999,57(2): 208-216.
- [2] 魏凤英,现代气候统计诊断与预测技术,北京:气象出版社,1999,69-72.
- [3] 吴洪宝,吴蕾.气候变率诊断和预测方法.北京:气象出版社,2005,15-33.
- [4] 符宗斌,王强.气候突变的定义和检测方法,大气科学,1992,16(4): 482-493.
- [5] 林振山,邓自旺.子波气候诊断技术的研究[M].北京:气象出版社,1999.
- [6] 李栋梁,谢金南,王文,中国西北夏季降水特征及其异常分析[J],大气科学,1997,21(3): 331-340.
- [7] 李耀辉,李栋梁,赵庆云,中国西北春季降水与太平洋秋季海温的异常特征及其相关分析[J],高原气象,2000,19(1): 100-110.
- [8] 李耀辉,李栋梁,赵庆云,中国西北地区秋季异常的特征分析[J],高原气象,2001,20(2): 158-164.
- [9] 蔡晓军,李栋梁,姚辉,中国西北地区春末夏初降水异常的时空变化特征[J],高原气象,1998,17(2): 170-181.
- [10] 施能,鲁建军,朱乾根.东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化.南京气象学院学报,1996,19(2):168-177.
- [11] 郭其蕴.东亚夏季风强度指数及其变化的分析.地理学报,1983,38(3):207-217.

## 第三章 西北地区年平均气温、降水及蒸发的变化

### 3.1 引言

当前全球变暖日益显著<sup>[1-2]</sup>, 深刻地影响人民生活和生产活动, 而全球变暖驱动的复杂的水循环变化, 可能导致近十几年来西北大部分地区气候环境悄然发生变化, 出现降水与径流增加, 冰川消融加速, 湖泊水位上升, 大风与沙尘暴日数减少, 植被有所改善等现象。针对这些现象, 研究者捕捉到了这些现象之间的关联, 施雅风<sup>[3]</sup>提出了西北气候可能正在由暖干向暖湿转型的科学推断, 这一问题的提出不仅在学术上、而且对我国西部生态环境与社会经济诸多方面均具有重大的现实意义和深远的战略意义, 需要认真和审慎对待。尤其是这些现象在时间上是暂时的、还是有可能发生为长期的、在空间上是局部的还是趋于向全局性战略演变, 目前还不甚清楚。而降水和蒸发作为水循环变化中最重要的要素, 弄清楚它们各自的变化特征对研究西北地区的干湿特征至关重要, 所以在研究西北干湿演变特征之前, 我们首先要分析在全球变暖大背景下, 西北地区的气温、降水, 特别是年蒸发量变化的基本事实。为什么在全球变暖大背景下, 西北地区气温上升, 降水增加, 而水面蒸发量却在减少?

### 3.2 资料和方法

从中国西北 131 个台站 1960-2003 年逐月气温、降水量、蒸发量、地面风速等资料, 统计出了各站逐年降水量、平均温度、水面蒸发量和地面风速, 运用 EOF<sup>[4]</sup>、M-K 突变检测<sup>[5]</sup>及气候趋势分析<sup>[6]</sup>等方法分析它们各自的趋势变化的空间分布、时间演变及其突变现象。

### 3.3 西北地区近 44a 来的年平均气温的变化

#### 3.3.1 趋势分析

图 3.3.1a 为中国西北近 44a 来年平均气温的趋势系数空间分布, 其中阴影区为通过 0.05 信度检验的区域, 从中可以看出, 中国西北地区除了青海高原东南部和新疆极小部分地区外, 其余地区气温均表现上升趋势, 而且绝大部分区域的上升趋势是显著的, 从年平均温度的倾向率空间分布(图 3.3.1b)来看, 增长率大于  $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  的区域主要在新疆和青海交界的区域、内蒙古西部的部分地区及陕西东部部分地区, 其中增温最明显的为青海的茫崖和内蒙古的临河, 增长率分别为  $0.88/10\text{a}$  和  $0.75/10\text{a}$ , 而绝大多数地区气温增长率都在  $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  以上, 所以中国西北近 44a 来的升温程度是比较明显的。

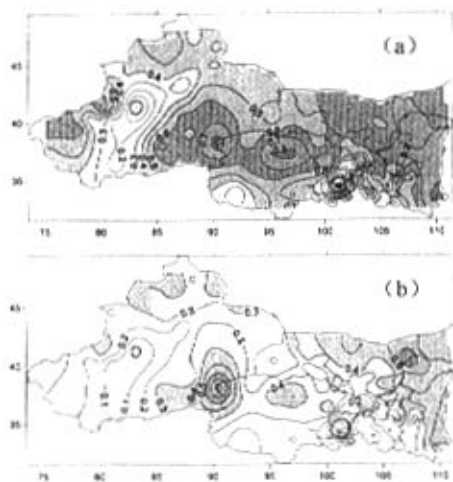


图 3.3.1 中国西北年平均气温 44 年来的趋势系数(a)、倾向率(b)空间分布图

### 3.3.2 年际变化及突变检测

西北地区地域广阔,地形复杂,尽管从上面分析看出整个西北地区 44a 来表现出一致的增温趋势,但是如果把西北作为一个整体来考虑其气温的年际变化如何?是否

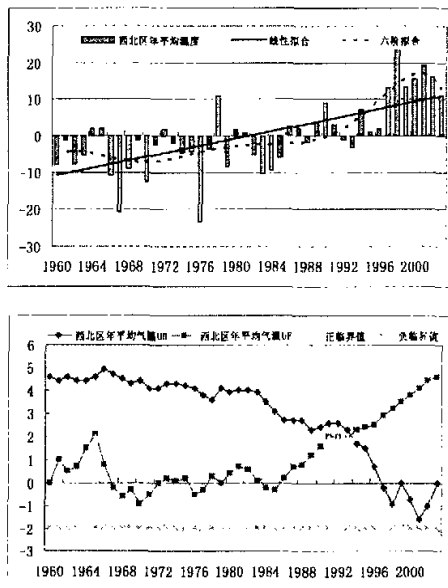


图 3.3.2 中国西北年平均气温 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数序列及其时间趋势六阶(虚线)和线性(实线)拟合曲线 (a)、Mann-Kendall 统计量曲线(b)图

发生了增温突变?为此我们通过西北地区 154 个代表站年平均气温 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数来回答以上提出的问题。由于 EOF 分解所得第一特征向量的方差贡献率高达 69.7%,所以第一特征向量时间系数完全可以反映出西北全区年平均温度的变化特点。图 3.3.2a 为第一特征向量时间系数序列及其六阶(虚线)和线性(实线)时间趋势拟合曲线图,由于第一特征向量模态(略)呈一致的正值,所以其时间系数同温度序列的变化是完全一致的。从图中可以发现近 44a 来西北地区温度经历了明显的增温趋势,在 1986 年之前的 27 年中只有 6 年温度偏高,而且在这 6 年中有 5 年的温度偏高的程度很弱,相反在 1986 年之后的 18 年中只有 3 年温度偏低,且偏低的程度很弱,同时从六阶拟合曲线来看波动较弱,但线性增长的趋势比较明显,这进一步说明了增温的显著性。图 3.3.2b 为第一特征向量时间系数序列 Mann-Kendall 统计量曲线,从图中可以看出,从 70 年代初气温开始缓慢增加,而从 1985 年开始以较明显的趋势增加,在 1994 年开始增加的趋势更为显著,并且该年发生了增温突变,所以可以说近 44a 来西北地区年平均气温以较明显趋势增加。

### 3.4 西北地区近 44a 来的年总降水量的变化

#### 3.4.1 趋势分析

图 3.4.1a 为中国西北年总降水量近 44a 来的趋势系数空间分布,阴影区为通过 0.05 信度检验的区域,从图中可以清楚的看出,基本以黄河为分界线,黄河以东年降水出现减少趋势,而黄河以西年降水为增加趋势,其中新疆西北和东北部的部分

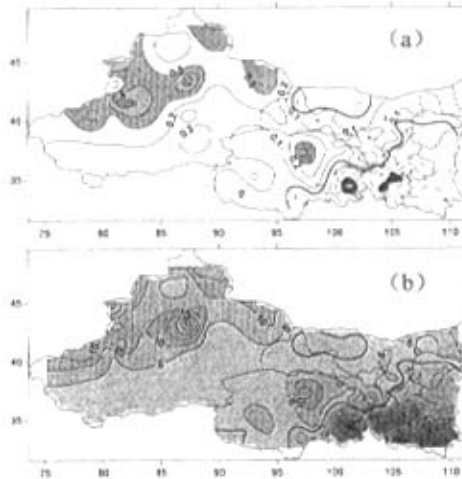


图 3.4.1 中国西北 44a 来年降水量的趋势系数(a)、倾向率(b)空间分布图

区域及青海高原极小部分区域年降水出现显著增加现象，而青海东南部同甘肃交界处及甘肃东南部少部分区域年降水出现显著减少趋势，从中国西北年降水量的倾向率空间分布（图 3.4.1b）来看，新疆西北和东北部表现显著增加的区域年降水量增加率都大于 10mm/10a，其中增加最多的为新疆的乌鲁木齐，增长率为 30.9mm/10a，而减少率最大的是青海的河南，为 38.9mm/10a，甘肃的康县和陕西的略阳减少率也比较大，都超过了 35mm/10a。总之，西北地区属于西风带带气候区的新疆、内蒙西部，甘肃河西地区以及属于青海高原绝大部分地区近 44a 来年降水量表现为增加趋势，而属于季风边缘影响气候区（本文简称为季风区）的青海东南部、甘肃河东、宁夏及陕西 44a 来年降水量表现为减少趋势。

### 3.4.2 年际变化及突变检测

同样我们通过西北 154 个代表站年降水量 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数来分析近 44a 来西北地区年降水量的变化情况。年降水量 EOF 分解所得第一特征向量的方差贡献率为 25.6%，所以第一特征向量时间系数基本可以反映出西北全区年平均温度的变化特点。同时由于第一特征向量模态（略）呈一致的正值，所以其时间系数同温度序列的变化是完全一致的。图 3.4.2a 为第一特征向量时间系数序列及其六阶虚线（和线性（实线）时间趋势拟合曲线图，从图中可以发现近 44a 来西

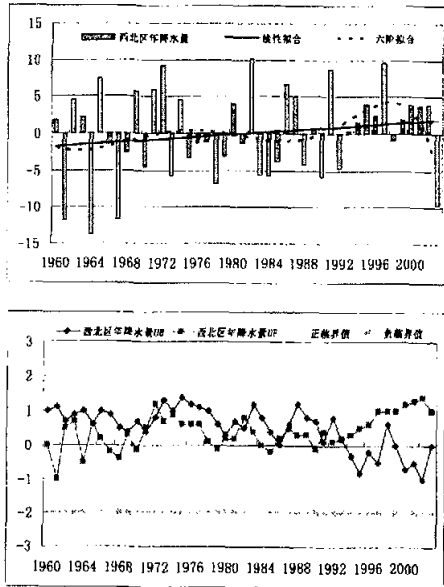


图 3.4.2 中国西北年降水量 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数序列及其六阶（虚线）和线性（实线）时间趋势拟合曲线 (a)、Mann-Kendall 统计量曲线(b)图

西北地区年降水量表现为较弱的增加趋势,在1993年之前的33年中有19年降水偏少,特别是1961、1964和1967年年降水量异常偏少,而在1993年之后的10年中只有2年降水偏少,从前面的分析我们知道,西北西部近44a来年降水量表现为增加趋势,而西北东部表现为减少趋势,由于西北西部面积较大,站点分布较多,如果将西北作为一个整体考虑近44a来年降水是增加的。图3.4.2b为第一特征向量时间系数序列Mann-Kendall统计量曲线,从图中可以看出,在1992年之前西北地区的年降水量没有表现出明显的增长趋势,尽管在1992年之后增加趋势相对较明显,但没有发生突变现象。

### 3.5 中国西北近44a来的年水面蒸发量的变化

#### 3.5.1 趋势分析

西北地区年水面蒸发量(图3.5.1a)大,空间部分及其不均,与特殊地形及复杂的下垫面联系密切,总的空间分布特点是水面蒸发随地形抬升而衰减,高原、高山小于平地;水面蒸发随下垫面植被覆盖率的增加而减小,沙漠和干涸的盆地大于绿地。从季节分布来看(图3.5.1a),西北地区总蒸发量以夏季最大,占43.5%,秋季和春季次之,冬季最小。

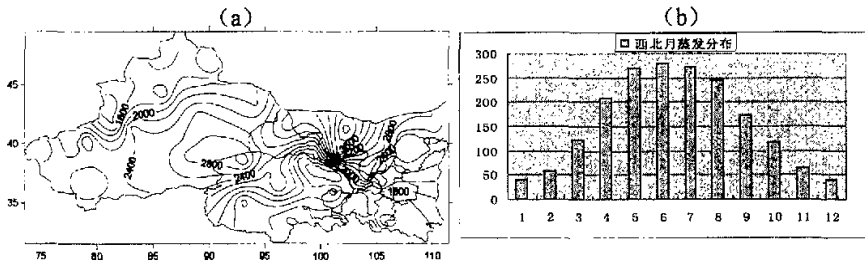


图 3.5.1 中国西北近 44a 来年蒸发总量空间(a)、时间(b)分布图

图3.5.1a为中国西北近44a来年水面蒸发量的趋势系数空间分布图,阴影区为通过0.05信度检验的区域,从图中可以清楚的看出,整个西北地区近44a来几乎都表现为显著的减少趋势,只有青海南部和西北东南部极少部分区域表现为增加趋势,并且只有个别站点增加的趋势是显著的,从西北年蒸发量的倾向率空间分布(图3.5.1b)来看,新疆中部大部分区域,甘肃河西部分区域,内蒙西部大部分区域以及青海高原少部分区域的年蒸发量减少率大于80mm/10a,其中新疆的库车和阿合奇、内蒙的额济纳旗和阿拉善右旗、甘肃的景泰、青海的诺木洪年蒸发量减少率都大于

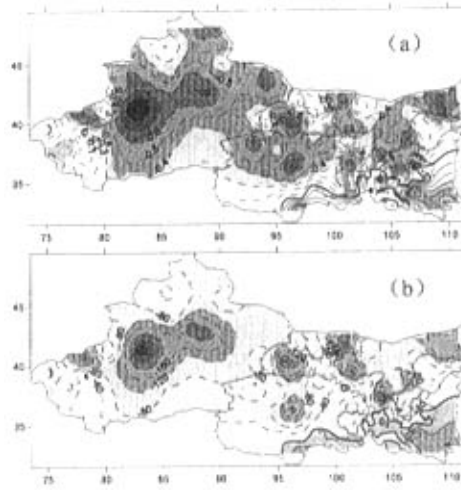


图 3.5.1 中国西北近 44a 来年蒸发量的趋势系数(a)、倾向率(b)空间分布图

200mm/10a,特别是库车和景泰达 273mm/10a,而年蒸发量增加最明显的三个站为陕西的宝鸡、镇安及佛坪,增长率分别为 127mm/10a、104mm/10a 和, 97mm/10a 其余表现为增加趋势的站点增加率更小。

### 3.5.2 年际变化及突变检测

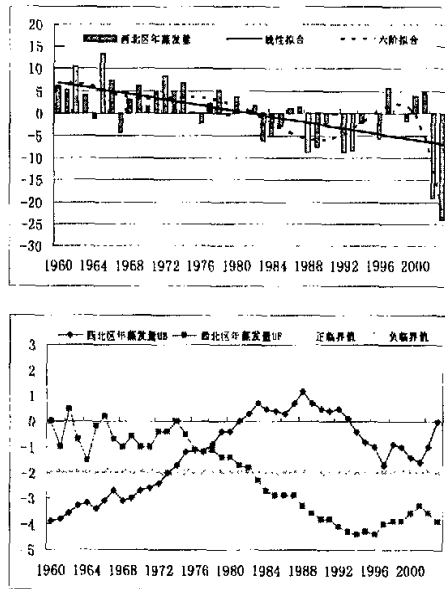


图 3.5.2 中国西北年水面蒸发量 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数序列及其时间趋势六阶(虚线)和线性(实线)拟合曲线 (a)、Mann-Kendall 统计量曲线(b)图



同样我们通过西北地区 131 个代表站年水面蒸发量 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数来分析近 44a 来西北地区年蒸发量的变化情况。年蒸发量 EOF 分解所得第一特征向量的方差贡献率为 36.6%，所以第一特征向量时间系数也可以反映出西北全区年平均温度的变化特点。同样由于第一特征向量模态（略）呈一致的正值，所以其时间系数同温度序列的变化是完全一致的。图 3.5.2a 为第一特征向量时间系数序列及其时间趋势六阶（虚线）和线性（实线）拟合曲线图，从图中可以发现近 44a 来西北地区年水面蒸发量表现为明显的减少趋势，在 1982 年之前的 22 年中只有 4 年水面蒸发量偏少，并且偏少的幅度很弱，而在 1982 年之后的 22 年中只有 5 年水面蒸发量偏多，同样偏多的幅度也不大。由于西北地区绝大多数站点年水面蒸发量的显著增加，所以如果要整体考虑西北其年水面蒸发量表现出显著的减少趋势。图 3.5.2b 为第一特征向量时间系数序列 Mann-Kendall 统计量曲线，从图中可以看出，从 1974 年年蒸发开始呈减趋势，1982 年开始这种减少趋势表现得更为显著，减少突变发生在 1976 年。

### 3.6 中国西北近 44a 来的年地面风速的变化

#### 3.6.1 趋势分析

从上面的分析可知，在全球变暖的大背景下西北地区气候变化的总趋势是气温升高，降水增加，为什么水面蒸发量却呈减小趋势？影响水面蒸发的因素很多，除了海拔高度和植被覆盖状况外，地面风速变化是影响蒸发能力大小的一个非常重要的因素，也就是说，当地面风速越大，蒸发越大，反之，当地面风速减小，蒸发将减小。为此，本文分析了中国西北近 44a 来年地面风速的变化特征。趋势系数空间

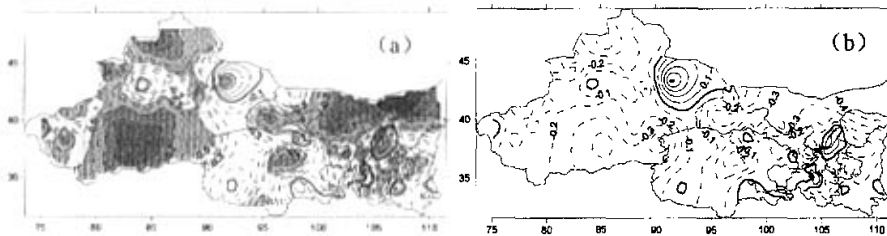


图 3.6.1 中国西北近 44a 来年地面风速的趋势系数(a)、倾向率(b)空间分布图

分布(图 3.6.1a),图中阴影区为通过 0.05 信度检验的区域,从图中可以清楚的看出,整个西北地区近 44a 来几乎都表现为显著的减少趋势,只有新疆东部和贺兰山区附

近极少部分区域表现为增加趋势，并且只有个别站点增加的趋势是显著的，中国西北年地面风速的倾向率空间分布（图 3.6.1b）表现一致。

### 3.6.2 年际变化及突变检测

同样我们通过西北地区 154 个代表站年地面风速 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数来分析近 44a 来西北地区年地面风速的变化情况。年地面风速 EOF 分解所得第一特征向量的方差贡献率为 41.14%，所以第一特征向量时间系数也可以反映出西北全区年平均地面风速的变化特点。同样由于第一特征向量模态（略）呈一致的正值，所以其时间系数同温度序列的变化是完全一致的。图 3.6.2a 为第一特征向量时间系数序列及其六阶（虚线）和线性（实线）时间趋势拟合曲线图，从图中可以发现近 44a 来西北地区年地面风速表现为明显的减少趋势，在 1983 年之前的 25 年中只有 1 年地面风速偏小，并且偏小的幅度很弱，而在 1984 年之后的 20 年中地面风速显著减小。这与西北地区沙尘暴减少的总体趋势一致。图 3.6.2b 为第一特征向量时间系数序列 Mann-Kendall 统计量曲线，从图中可以看出，从 1976 年开始年地面风速开始呈减趋势，1986 年开始减少趋势表现得更为显著，减少突变发生在 1990 年。

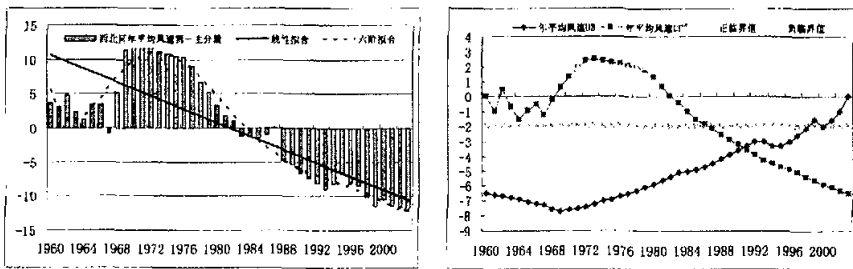


图 3.6.2 中国西北年地面风速 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数序列及时间趋势其六阶（虚线）和线性（实线）拟合曲线 (a)、Mann-Kendall 统计量曲线(b)图

## 3.7 本章小结

(1) 西北地区除了青海高原东南部和新疆极小部分地区外，基本都表现为显著的增温趋势，这同全球变暖的大背景是完全一致的。根据 IPCC (2001) 报告指出，全球平均地面温度在 19 世纪末以来升高了  $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ ，而我国西北地区年平均气温近 44a 来的增加趋势普遍为  $0.2-0.9^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ，所以西北地区的增暖幅度是相当明显的；

另外西北地区年平均气温在 1994 年还发生了一次增温突变现象。

(2) 已有的研究表明, 随着全球的变暖, 许多热带地区降水量增多, 副热带大部分降水量减少, 高纬度地区降水量趋于增多<sup>[8-9]</sup>, 而我国西北地区年降水量在纬度较高且属于西风带气候区的新疆、内蒙西部, 甘肃河西地区以及属于青海高原绝大部分地区近 44a 来年降水量表现为增加趋势, 但绝对值并不大, 而纬度较低且属于季风带气候区的青海东南部、甘肃河东、宁夏及陕西 44a 来年降水量表现为减少趋势。这同已有的研究完全相符; 尽管在西北部分地区年降水量近 44a 来表现为显著的增多趋势, 但作为一个整体来考虑西北地区, 其年降水量有增多趋势, 但没有发生突变。

(3) 以前的研究中普遍认为, 在全球变暖的大背景下, 气温升高, 水面蒸发量增加, 但本文通过对近 44a 来西北地区年水面蒸发量场的时空分析发现, 除了西北东南部极少部分区域外, 其它大部分地区 1974 年开始年水面蒸发量年际变化呈显著减少趋势, 1982 年开始这种减少趋势表现得更为显著, 减少突变发生在 1976 年。这是为什么呢? 显然高温有利于地面蒸发, 但是水面蒸发量变化的受制因素非常复杂, 它除了与气温高低相关的同时, 也与该区域地面风速有必然联系, 所以不能仅仅以全球变暖、气温升高而推断蒸发量的增减。

(4) 对近 44a 西北地区地面风速的分析表明, 从 1976 年开始除新疆东部和贺兰山附近的小部分区域外, 西北地区绝大部分地区地面风速表现为显著的减少趋势, 从 1986 年开始这种减少趋势更为显著, 减少突变发生在 1990 年。这与该地区沙尘暴的减少趋势相一致<sup>[9-2]</sup>。

水面蒸发减小或许另有它因, 要想搞清楚还有待于进一步研究。

#### [参考文献]

[1] IPCC, 2001: Climate change 2001: the science of climate change. Houghton J T, Y Ding, D J Griggs et al. (eds.), Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge: Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, usa, 156-159.

[2] 秦大河. 中国西部环境演变评估: 中国西部环境演变评估综合报告. 北京: 科学出版社, 2002, 2-10.

[3] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前

景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24 (3) :219-226.

[4] 施能. 气象科研与预报中的多元分析方法[M], 北京: 气象出版社, 2002, 120-122、143-146.

[5] 丁裕国, 江志红. 气象数据时间序列信号处理[M], 北京: 气象出版社, 1998, 155-160.

[6] 施能, 陈家其, 屠其璞. 中国近 100 年来 4 个年代际的气候变化特征[J], 气象学报, 1995, 53 (4): 431-439.

[7] Groisman P, Karl T, Easterling D, et al. Changes in the probability of extreme precipitation : important indicators of climate change[J]. Climatic Change, 1999, 42: 243-283.

[8] 翟盘茂, 任福民, 张强. 中国降水极端值变化趋势检测. 气象学报, 1999, 57 (2) : 208-216.

[9] 周自江, 章国材. 中国北方典型的强沙尘暴事件 (1954~2002 年). 科学通报, Vol. 48(11), 2003.

[10] 周自江, 王锡稳, 牛若芸. 近 47 年中国沙尘暴气候特征研究. 应用气象学报, Vol. 13(2), 2002.

## 第四章 西北地区干湿指数的时空分布特征

### 4.1 降水蒸发均一化干湿指数

干旱涉及自然现象、人类活动和社会经济等多方面因素，水文学意义的干旱通常是指在河流、水库、地下含水层、湖泊和土壤中低于平均状态含水量的时期，而气象学干旱通常指不正常的干燥天气时期，持续缺水足以影响区域生态环境并引起严重的水文不平衡。关于干旱指数的构造，不同干旱指标侧重点不同<sup>[1-8]</sup>，从研究西北地区气候是否从暖干向暖湿转型这一科学推断而言，考虑蒸发因素对于干湿特征的影响是必要的。对于西北地区的干湿特征前人主要是通过降水量进行了研究，但事实上蒸发的变化对于干湿特征有着非常重要的影响，如果蒸发增加，将加重干旱程度，反之将缓解干旱程度，所以仅仅通过降水量来分析西北地区的干湿特征显得有点片面。通过上一章的分析表明，在全球气候变暖的大背景下，西北地区降水增加，蒸发能力减弱。显然降水量与蒸发量是代表一个地区水分平衡情况的两个方面，降水偏少可以导致干旱，而蒸发增加同样可以导致干旱，因此综合考虑降水和蒸发这两方面水分收支的情况而定义一个综合指标，可以更加客观地反映该地区的干旱气候变化特征。

基于以上理由，本文通过降水量与蒸发量的标准化之差定义了如下干湿指数，简称降水蒸发均一化指标。

$$I = \frac{\Delta R}{\sigma_R} - \frac{\Delta E}{\sigma_E} \quad (4.11)$$

其中  $\Delta R$ 、 $\Delta E$ 、 $\sigma_R$ 、 $\sigma_E$  分别为降水量和蒸发量的距平和均方差。从式 (4.11) 的定义我们可以看出干湿指数绝对值大的正值分别对应湿和干两种异常状态。由于本干湿指数既考虑了降水和蒸发两个分量，是表示水分平衡的一种综合指标，它反映的信息既要比降水丰富，克服了以前仅仅用降水来分析气候干湿转型的局限性，同时又比 Palmer 指数等水文指数简便，更加适宜于在气候变化，特别是气候干湿变化中应用。

根据 4.11 式，利用西北地区 131 个测站 1960-2003 年逐月降水量和水面蒸发量资料构建了各站降水蒸发均一化干湿指数序列，然后运用 EOF、REOF<sup>[9-10]</sup>、趋势分析<sup>[13]</sup>、M-K 突变检测<sup>[12]</sup>、Morlet<sup>[13]</sup> 小波分析等气候诊断方法，诊断了中国西北地区年干湿指数场的空间分布特征，进行气候分区，并分析了西北地区以及各气候分

区干湿指数的年际和季节演变特征。其中, 1—12 月为全年, 3-5 月为春季、6-8 月为夏季、9-11 为秋季、翌年 12—2 月为冬季。

## 4.2 西北地区年干湿异常的空间分布特征

### 4.2.1 空间分布特征

对西北地区 131 个测站年干湿指数场进行 EOF 分析, 其第  $h$  个特征向量的方差拟合率  $\rho_h$  及前  $h$  个特征向量的方差贡献率  $P_h$  见表 4.2.1。由表可见, 前三个特征向量拟合了西北年干湿指数总方差的 55.3%。因此, 前三个特征向量基本可以反映出西北年干湿的空间分布特征。

表 4.2.1 EOF 分析的第  $h$  个及前  $h$  个特征向量的方差贡献率 (%)

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
方差贡献	31.39	15.56	8.35	5.93	5.64	3.88	2.67	2.27	2.00	1.79
方差累积贡献	31.39	46.95	55.30	61.23	66.87	70.75	74.63	76.90	78.90	80.69

图 4.2.1a-c 为前三个载荷向量的空间分布情况。第一载荷向量场 (VL1) (图 4.2.1a) 除青海南部极小部分地区外, 几乎整个西北地区表现为一致的正值, 载荷量最大值在河套一带, 这种特征占总方差的 31.39%, 表明整个西北地区受大尺度气候异常的影响, 表现为一致的干旱或湿润。第二载荷向量场 (VL2) (图 4.2.1b) 基本表现为西北与东南部成反向变化特征, 具体来说, 位于青海东南部、甘肃河东、宁夏南部及整个陕西的西北东南部为负值区, 而西北西北部为一致的正值区, 这种分布事实上与影响西北的天气系统有关系, 西北东南部基本上是季风影响区, 而西北部是西风带影响区, 所以造成其干旱的位相变化不一样, 这种特征占总方差的 15.56%。第三载荷向量场 (VL3) (图 4.2.1c) 基本表现为西南与东北部成反向变化特征, 具体来说, 位于新疆东北部、甘肃中部及陇东地区、宁夏、陕北及  $111^\circ \text{E}$  以西的内蒙地区为正值区, 而其它区域为负值区, 这种分布主要可能影响西北地区的北方系统有关, 由于高原等高大山脉的阻挡, 北方下滑的冷空气容易使新疆东北部、甘肃中部及陇东、宁夏、陕北及  $111^\circ \text{E}$  以西的内蒙地区形成降水。这种特征占总方差的 8.35%。由于前三个载荷向量的分布特征已经占总方差的 55.20%, 所以可以认为它们是西北地区年干湿分布的最主要的分布模态。我们将以上三个模态同西

北年降水的 EOF 分解所得到的前三个模态比较发现，它们之间有很大的差异，所以通过降水和蒸发量所定义的干湿指数是值得研究的。

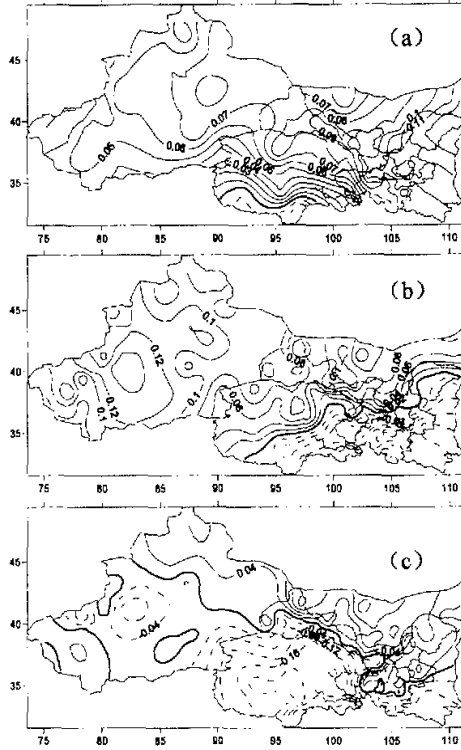


图 4.2.1 EOF 分解前三个特征向量分布图

#### 4.2.2 气候分区

以上讨论了西北地区年干湿状况的总体空间异常分布特征结构，可以看出既有一致的方面，也存在明显的地域差异，为了进一步说明西北地区年干湿分布的次地域的特点，本文在以上主成分分析的基础上，取前几个载荷向量及对应的主成分参加旋转。通过对比前几个载荷向量方差贡献率我们发现，第三个特征向量同第四个特征向量贡献率之差仅为 2.42，而第四个同第五个之差为 0.29，根据 Screen<sup>[14]</sup>法则选取前三个特征向量进行旋转比较合理，所以本文只选取前三个特征向量进行旋转进而得到年干湿指数场的 3 个主要空间异常气候区，而西北降水的地区差异比较明显，所以以往众多专家<sup>[15-18]</sup>将整个西北分成 5 个或 6 个分区。这也说明利用降水量和蒸发量构造的干湿指数比较理想地反映出西北地区近年来干湿转型的一致性特征。

第一分区，西风带气候区（图 4.2.2a）。旋转载荷量（RVL<sub>1</sub>）大值区位于新疆、

甘肃黄河以西及  $111^{\circ}$  E 以西的内蒙古的黄河以北地区,其中载荷值最大的四个站分别是新疆的吐鲁番 (0.81)、拜城 (0.76) 和内蒙的阿拉善右旗 (0.79)、巴音毛道 (0.77)。

第二分区,高原气候区(图 4.2.2b)。旋转载荷量 ( $RVL_2$ ) 大值区位于青海高原上,其中载荷值最大的四个站分别是青海的伍道梁 (-0.76)、诺木洪 (-0.69)、恰卜恰 (-0.67) 和清水河 (-0.66)。

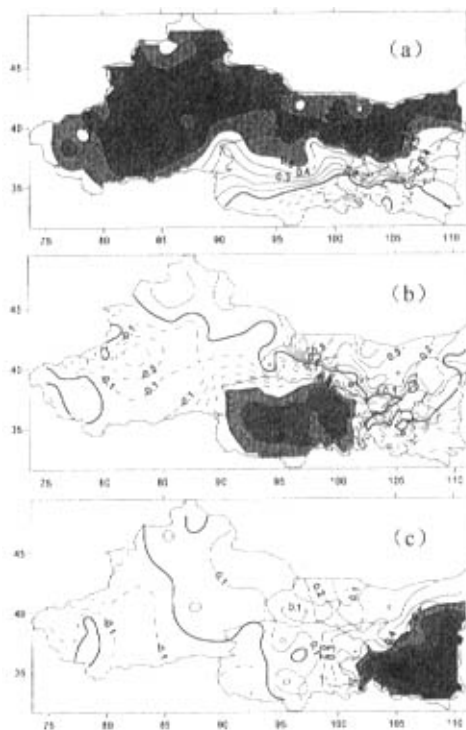


图 4.2.2 REOF 分解前三旋转特征向量分布图

第三分区,东亚季风气候区(图 4.2.2c)。旋转载荷量 ( $RVL_3$ ) 大值区位于甘肃黄河以东、宁夏、陕西及位于  $111^{\circ}$  E 以西的内蒙古黄河以南地区,其中载荷值最大的四个站分别是甘肃的秦安 (0.91)、静宁 (0.91)、华家岭 (0.91) 和通渭 (0.90)。

综合西北地区降水的异常型,主要为西风带气候区、高原气候区和东亚季风气候区,简称西风区、高原区和季风区。这是西北地区干湿异常的 3 个关键区域,这同施雅风<sup>[11-12]</sup>提出的西北三个干湿转型特点不同的区域完全吻合。

为了搞清楚西北区及各分区季节的干湿特征,我们通过对西北区及三个分区各季节干湿指标的干湿指数场进行了 EOF 分解,从 EOF 分解所得第一特征向量空间模



态发现，各模态基本表现为一致的正值，所以第一模态时间系数的正负同干湿指数的正负是完全一致的，即时间系数为正说明偏湿，反之偏干。表4.2.2为西北及各分区春、夏、秋、冬干湿指数场EOF分解第一特征向量对总方差的贡献，从中我们发现贡献最小的是西风区春季，为23.59%，最大的是季风区春季，为66.27%，一般都超过了30%，所以各自的第一主分量基本能够反映该区该季节的干湿演变情况。在以后的分析中，本文通过西北区及西风区、高原区、季风区三个分区全年及春、夏、秋、冬四季干湿指数场EOF分解所得的第一特征向量时间系数来分析干湿特征的时间演变情况。

表 4.2.2 各区第一特征向量的方差贡献率 (%)

季节	春季	夏季	秋季	冬季
西北区	43.72	29.10	33.75	29.19
西风区	23.59	33.98	37.95	44.58
高原区	40.52	28.85	30.41	39.84
季风区	66.27	52.19	65.42	54.82

### 4.3 西北地区及各分区干湿指数的年际及季节演变特征

#### 4.3.1 全年

图 4.3.1a-d 分别是西北区及各分区年干湿指数 EOF 分解的第一特征向量时间系数序列及其六阶（虚线）和线性（实线）时间趋势拟合。从西北区 EOF 第一特征向量时间系数序列（图 4.2.3a）的六阶时间拟合曲线可以看出，从 20 世纪 60 年代到 90 年代初时间系数在波动变化中缓慢增加，90 年代前期到中后期呈明显减小，而在近几年来又明显的增加。从线性变化趋势看，近 44a 来 EOF 分解的第一特征向量时间系数呈明显的增加趋势，转折点发生在 1982 年，在其之前的 22 年中有 9 年为正，而且其中有 7 年的正值较小，在 1982 年之后的 22 年中只有 8 年为负，且负值的绝对值明显小于 70 年代以前，也就是说从整个西北地区来考虑近 44a 来呈变湿趋势。

图 4.3.1b 是西风区干湿指数 EOF 第一特征向量时间系数序列时间演变图，从六阶时间趋势反映出该区 44 年来干湿指数在波动中一直增大，特别在最近几年增大趋势更明显，在 1982 年之前的 22 年中只有 3 年干湿指数为正值，而在 1982 年之后的

22年中只有6年为负，特别在80年代末期以后的3个负值绝对值很小，从线性趋势变化来看，44年来表现为很明显的增大趋势，因此西风区44年来总体表现为明显的变湿趋势。

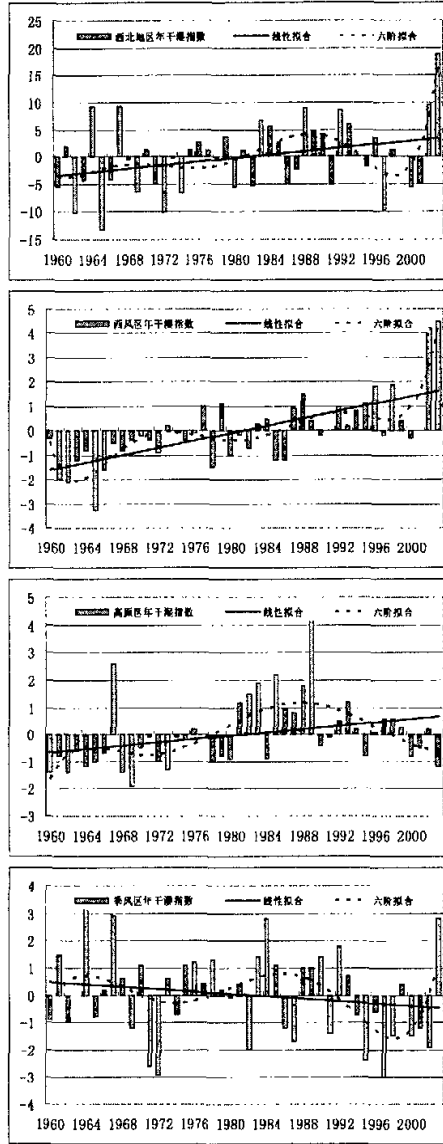


图 4.3.1 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)全年 EOF 第一特征向量时间系数的时间演变及二阶和六阶拟合曲线

从高原区干湿指数 EOF 第一特征向量时间系数序列时间演变(图 4.3.1c)的六

阶时间趋势看，从 60 年代初到 80 年代后期干湿指数在波动中增大，从 90 年代开始干湿指数呈明显的下降趋势，在 1982 年之前的 22 年中只有 2 年干湿指数为正，而在之后的 22 年中只有 7 年为负值，特别在 80 年代干湿指数普遍为正值，且绝对值很大，说明该区 80 年代明显偏湿，但近几年来干湿指数以负为主，即偏干。

图 4.3.1d 为季风区 EOF 第一特征向量时间系数序列干湿指数时间演变图，从六阶时间趋势拟合线可以看出，60 年代和 80 年代干湿指数表现为正值，而 70 年代和 90 年代干湿指数表现为负值，但是 80 年代以来的波动振幅明显强于 60 和 70 年代，而从线性趋势拟合线可以看出，近 44 年来季风区干湿指数呈减小趋势，即该区有变干的趋势，

为了进一步搞清楚整个西北以及 3 个分区年干湿指数长期变化的趋势程度，分别求出了相应时间序列的气候趋势系数和气候倾向率。表 4.3.1 给出各代表站的气候趋势系数。

表 4.3.1 西北及各分区干湿变化的趋势系数

代表站	西北区	西风区	高原区	季风区
趋势系数	0.32	0.67	0.32	-0.18

从整个西北区来看，近 44a 来干湿指数的趋势系数为 0.32，该值通过了 0.05 的信度检验，也就是说近 44a 来整个西北区表现出了显著的变湿趋势；西风区的趋势系数高达 0.67，该值已通过了 0.001 的信度检验，所以西风区近 44a 来的变湿趋势是相当显著的；高原区的趋势系数同整个西北区的完全一样，所以该区近 44a 来也表现出了显著的变湿趋势；而季风区 44 年来的趋势系数为 -0.18，但该值没有通过 0.05 的信度检验，所以可以说季风区 44 年来表现为弱的变干趋势。

### 4.3.2 春季

图 4.3.2a 为西北区春季 EOF 分解所得第一特征向量时间系数的时间演变及其六阶（虚线）和线性（实线）时间趋势拟合。从图中我们发现在 1982 年之前的 22 年中只有 4 年时间系数为正值，而在 1982 年之后的 22 年中只有 5 年为负值，特别在 1982-1994 年间时间系数全为正值，从六阶时间拟合曲线可以看出，20 世纪 60 年代、

70年代和90年代中后期时间系数为负，而80年代到90年代前期为正。从线性变化趋势看，近44a来时间系数呈明显的增大趋势，也就是说从整个西北地区来考虑

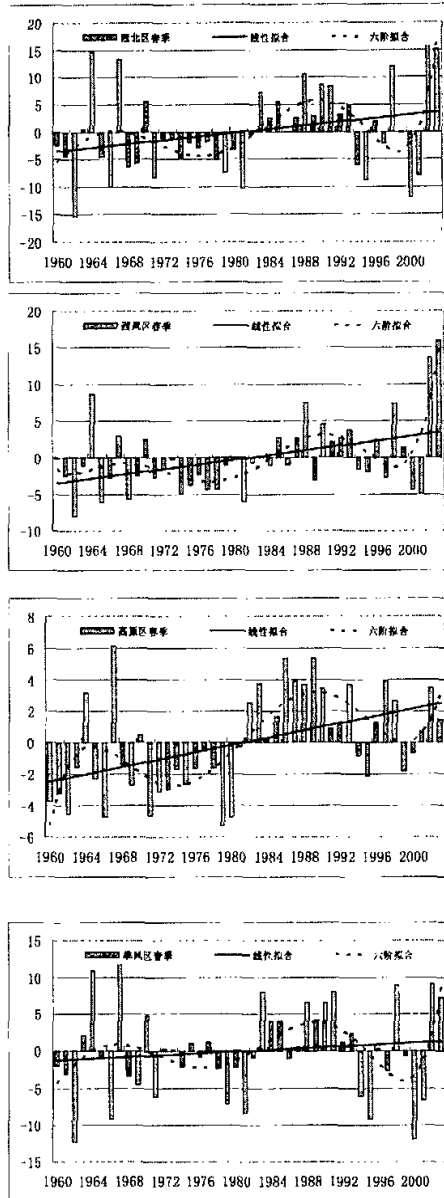


图 4.3.2 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)春季 EOF 第一特征向量时间系数的时间演变及二阶和六阶拟合曲线

近 44 年来春季表现出明显的变湿趋势。西风区春季（图 4.3.2b）EOF 分解所得第一特征向量时间系数的时间演变特征非常相似于西北区，只是正负值的转折点为 1984 年，比西北区的 1982 年略有所推迟，在 1984 年之前的 24 年中时间系数只有 3 年为正，而在之后的 20 年中只有 7 年为负，时间系数线性增长斜率要比西北区更大，这说明西风区春季变湿程度强于整个西北区。高原区春季（图 4.3.2c）EOF 第一特征向量时间系数的线性增长斜率比西风区更大，同西北区一样正负转折点发生在 1982 年，在 1982 年之前的 22 年中只有 3 年为正值，而在 1982 年之后的 22 年中只有 4 年为负值，这说明 80 年代以前表现的非常干旱，而 80 年代以后，特别在 80 年代却表现得非常湿润，而从六阶趋势拟合线看，年代际变化的振幅非常强，明显强于整个西北区和西风区。季风区春季（图 4.3.2d）EOF 第一特征向量时间系数表现出很弱的线性增长趋势，同样 1982 年为转折点，在 1982 年之前的 22 年中有 7 年为正，而之后的 22 年中有 7 年为负，从六阶拟合曲线看，季风区 80 年代以后干湿特征的年代际振荡幅度明显强于 80 年代之前。

### 4.3.3 夏季

从西北区夏季（图 4.3.3a）EOF 分解所得第一特征向量时间系数的时间演变及其六阶（虚线）和线性（实线）时间趋势拟合看，1982 年之前的 22 年中时间系数只有 7 年为正，而 1982 年之后的 22 年中只有 6 年为负，从六阶拟合曲线看，80 年代之前时间系数基本呈线性增大，而 80 年代以后在波动中逐渐增大，总之西北区夏季 EOF 分解所得第一特征向量时间系数近 44a 来也表现为较明显的增大趋势，这说明西北区夏季 44a 来明显变湿。西风区夏季（图 4.3.3b）EOF 分解所得第一特征向量时间系数在 1980 年之前的 20 年中只有两年为正值，其余年份都为负值，而 1980 年之后的 24 年中只有 8 年为负值，其余年份都为正值，从六阶拟合曲线来看近 44a 来时间系数在波动中逐渐增大，而从线性趋势来看，时间系数的增长斜率比西北全区更大，这也说明西风区夏季的变湿程度比整个西北区更明显。高原区夏季（图 4.3.3c）EOF 分解所得第一特征向量时间系数在 1982 年之前的 22 年中，只有 5 年为正，而在 1982 年之后的 22 年中只有 8 年为负，从六阶拟合曲线看 1982 年之前时间系数基本呈线性增长，而 1982 年之后在波动中逐渐增长，从线性趋势来看，也表现出明显增长趋势，但比整个西北区和西风区偏弱，所以高原区近 44a 来夏季的变

湿程度弱于整个西北区和西风区。季风区（图 4.3.3d）夏季 EOF 分解所得第一特征向量时间系数尽管也表现为增长趋势，但是同整个西北区，西风区，高原区相比都

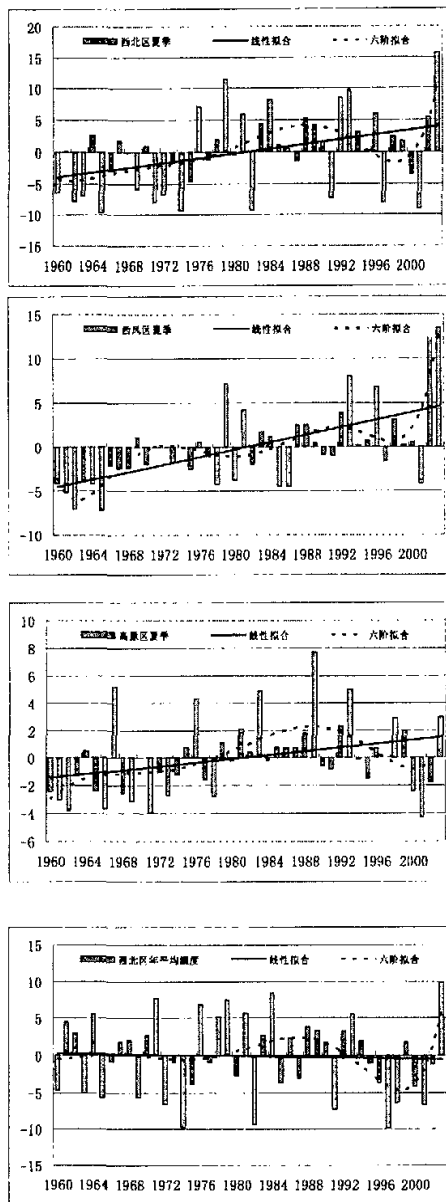


图 4.3.3 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)夏季 EOF 第一特征向量时间系数的时间演变及二阶和六阶拟合曲线

偏弱，也就是说季风区近 44a 来夏季的变湿程度较弱。

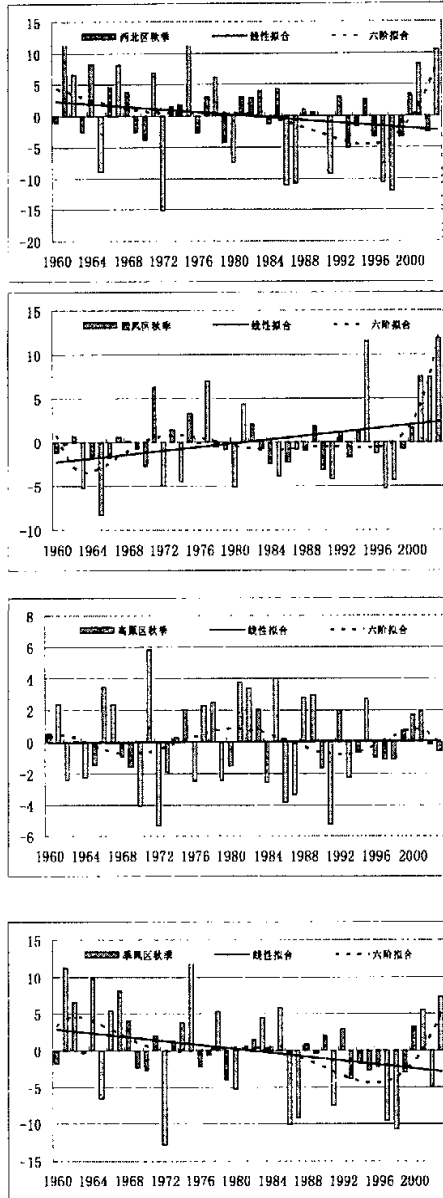


图 4.3.4 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)秋季 EOF 第一特征向量时间系数的时间演变及二阶和六阶拟合曲线

#### 4.3.4 秋季

从西北区秋季(图 4.3.4a) EOF 分解所得第一特征向量时间系数的时间演变及其六阶(虚线)和线性(实线)时间趋势拟合看,1984 年之前的 24 年中时间系数只有 9 年为负,而 1984 年之后的 20 年中只有 8 年为正,从六阶拟合曲线看,90 年代之前时间系数基本呈线性减小,而 90 年代中期以后又表现出明显的增大趋势,从线性趋势来看西北区秋季 EOF 分解所得第一特征向量时间系数近 44a 来表现为较明显的减小趋势,也就是说近 44a 来西北区秋季呈明显变干趋势。西风区秋季(图 4.3.4b) EOF 分解所得第一特征向量时间系数在 1982 年之前的 22 年中只有 7 年为正值,其余年份都为负值,而 1982 年之后的 22 年中也只有 9 年为正值,但由于在 2000 年以后的几年时间系数很大,所以从线性增长趋势来看西风区 44 年来时间系数表现为明显增大趋势,即明显变湿,从六阶拟合曲线来看,90 年代末期之前曲线基本在 X 坐标轴附近波动,而且振幅也不强,这说明西风区秋季干湿特征的年代际变化不强。高原区秋季(图 4.3.4c) EOF 分解所得第一特征向量时间系数的线性趋势线与 X 坐标轴完全重合,而从六阶拟合曲线来看,60 年代中期到 70 年代中期以及 80 年代中期到 90 年代中后期时间系数为负,即为干期,60 年代前期、70 年代后期到 80 年代前期以及最近几年时间系数为正,即属于湿期。总之高原区近 44a 来干湿特征的变化不明显。季风区秋季(图 4.3.4d) EOF 分解所得第一特征向量时间系数在 1982 年之前的 22 年里只有 8 年为负,而在 1982 年之后的 22 年里只有 9 年为正,从六阶趋势拟合线来看,近 44a 来时间系数在波动中逐渐减小,而从线性趋势来看近 44a 来表现出明显的减小趋势,这说明季风区秋季近 44a 来呈明显变干趋势。

#### 4.3.5 冬季

从西北区冬季(图 4.3.5a) EOF 分解所得第一特征向量时间系数的时间演变及其六阶(虚线)和线性(实线)时间趋势拟合看,1982 年之前的 22 年中时间系数只有 6 年为正,而 1982 年之后的 22 年中只有 6 年为负,从六阶拟合曲线看,80 初到 90 年代中期以及 70 年代前期时间系数为正,其余时间都为负,从线性趋势来看西北区冬季时间系数近 44a 来也表现为弱的的增长趋势,同样说明西北区冬季近 44a 来有变湿趋势。西风区冬季(图 4.3.5b) EOF 分解所得第一特征向量时间系数从年际变化来看,时间系数的正负总数相当,从六阶拟合曲线来看,70 年代前期、80 年代中期到 90 年代中期以及近几年时间系数为正,而其余时段为负,从线性趋势来看西风区近 44a 来时间系数也表现为增大趋势比整个西北区更弱,即西风区近 44a



来的变湿趋势较弱。高原区冬季（图 4.3.5c）EOF 分解所得第一特征向量时间系数在 1982 年之前的 22 年中只有 6 年为正，而在 1982 年之后的 22 年中只有 5 年为负，

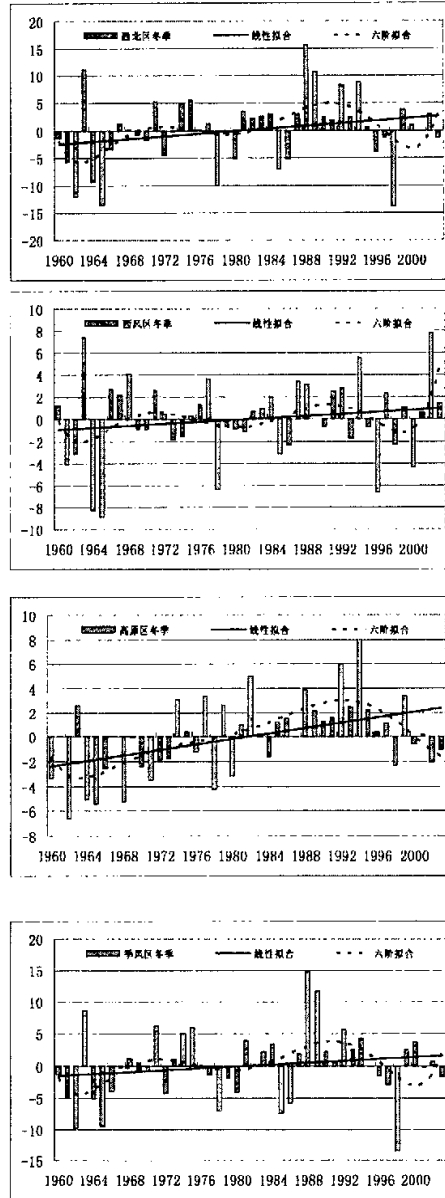


图 4.3.5 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)冬季 EOF 第一特征向量时间系数的时间演变及二阶和六阶拟合曲线

而从六阶拟合曲线来看, 80年代到90年代时间系数为正位相, 其余时段为负位相, 从线性趋势来看, 近44a来时间系数表现为明显的增长趋势, 这说明高原区冬季近44a来的变湿趋势是比较明显的。季风区冬季(图4.3.5d) EOF分解所得第一特征向量时间系数在1982年之前的22年里只有7年为正, 而在1982年之后的22年里只有7年为负, 从六阶趋势拟合线来看, 70年代前期以及80年代中期到90年代中期时间处于正位相, 而其余时段处于负位相, 而从线性趋势来看季风区时间系数增大趋势程度同西风区相当, 所以季风区近44a来也表现为较弱的变湿趋势。

为了进一步搞清楚各区干湿特征的线性趋势变化程度, 分别对各区各季EOF分解所得第一特征向量时间系数计算趋势系数, 结果见表4.3.2

表 4.3.2 各区各季节 EOF 分解所得第一特征向量时间系数的趋势系数

(表中有下划线的数字表示通过了 0.05 的信度检验)

季节	春季	夏季	秋季	冬季
西北区	<u>0.28</u>	<u>0.38</u>	-0.20	0.24
西风区	<u>0.41</u>	<u>0.59</u>	<u>0.32</u>	0.16
高原区	<u>0.47</u>	<u>0.32</u>	0.02	<u>0.45</u>
季风区	0.12	-0.04	<u>-0.29</u>	0.17

从上表可以看出西北区在春季和夏季时间系数表现为显著的增大趋势, 特别是夏季增大趋势通过了 0.01 的信度检验, 冬季虽然增大趋势也比较明显, 但未能通过 0.05 的显著性检验, 秋季却表现出了减少趋势, 但该趋势未能通过 0.05 的显著性检验; 西风区时间系数在四季都表现出了增大趋势, 而且春、夏、秋三季都通过了 0.01 的信度检验, 冬季增大的趋势偏弱, 未能通过 0.05 的信度检验; 高原区在春、夏、冬三季时间系数增大趋势均通过了 0.01 的信度检验, 而秋季基本没有表现出增大或减少趋势; 季风区尽管在春、冬两季时间系数表现出了增大趋势, 但都未能通过 0.05 的信度检验, 而夏、秋季两季表现出了减少趋势, 但夏季的减少是不显著的, 而秋季减少趋势通过了 0.05 的信度检验。综上所述, 近 44 年来西北区, 特别在西风区和高原区春、夏两季表现出了显著的变湿趋势, 冬季尽管三个分区都表现出了变湿趋势, 但只有高原区的变湿是显著的, 而秋季由于季风区的显著变干导致整个西北区表现出了变干趋势, 但这种变干趋势是不显著的, 而西风区在秋季也表现出了显著的变湿趋势。

## 4.4 西北地区及三个分区干湿指数演变的突变检测

### 4.4.1 全年

为了进一步搞清楚整个西北以及各个分区近 44 年来干湿的趋势变化,通过对以

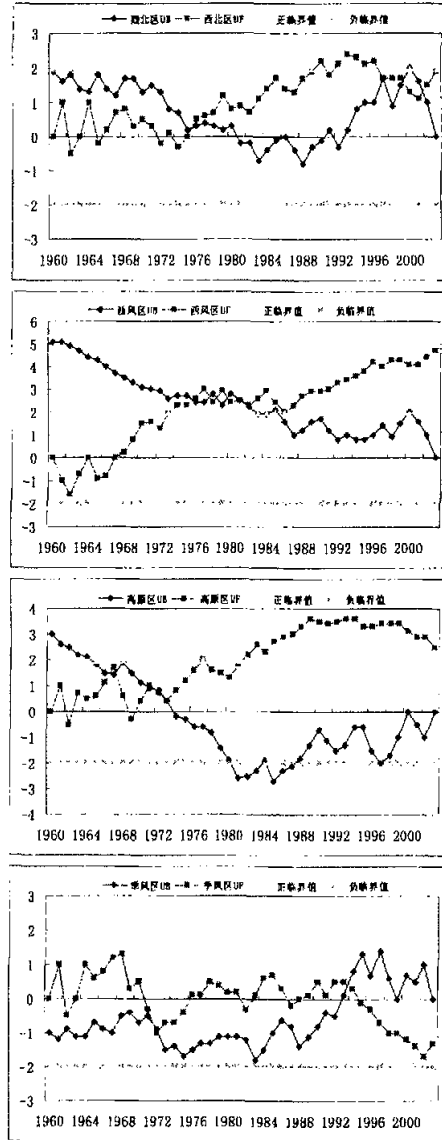


图 4.4.1 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)年干湿特征的 Mann-Kendall 统计量曲线

(直线为  $\alpha=0.05$  显著性水平临界值)

上时间序列进行 M-K 检测我们发现,西北区(图 4.4.1a)从 70 年代初 EOF 分解的

第一特征向量时间系数呈明显的增加趋势，在 90 年代初期增加趋势更为显著，在 1974 年发生了突变；从西风区（图 4.4.1b）干湿指标的均值的突变检测来看，年

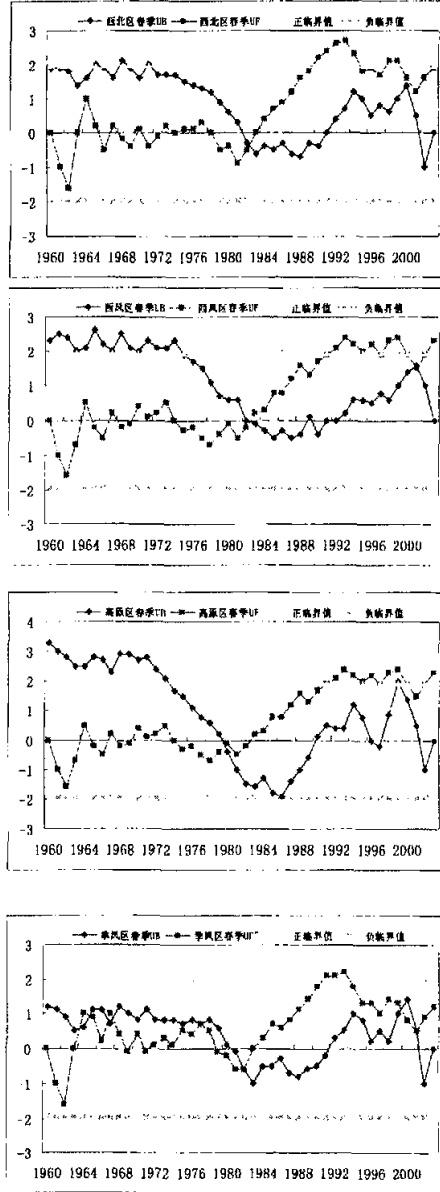


图 4.4.2 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)春季 EOF 第一特征向量时间系数 Mann-Kendall 统计量曲线（直线为  $\alpha=0.05$  显著性水平临界值）

干湿指数自 60 年代中期开始增加，而 70 年代初期至今增加趋势非常显著，大约在 1976 年发生了突变现象；高原区（图 4.4.1c）干湿指数从 60 年代后期开始呈增加趋

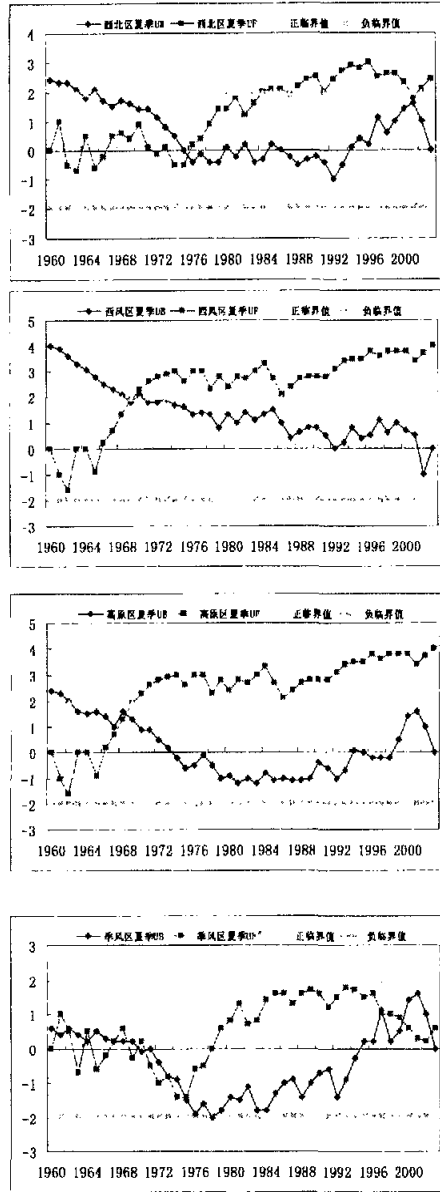


图 4.4.3 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)夏季 EOF 第一特征向量时间系数  
Mann-Kendall 统计量曲线（直线为  $\alpha=0.05$  显著性水平临界值）

势，而 80 年代初期至今这种增加趋势表现得更为显著，突变发生大约在 1973 年；季风区（图 4.4.1d）干湿指数在 44 年来没有发生突变。

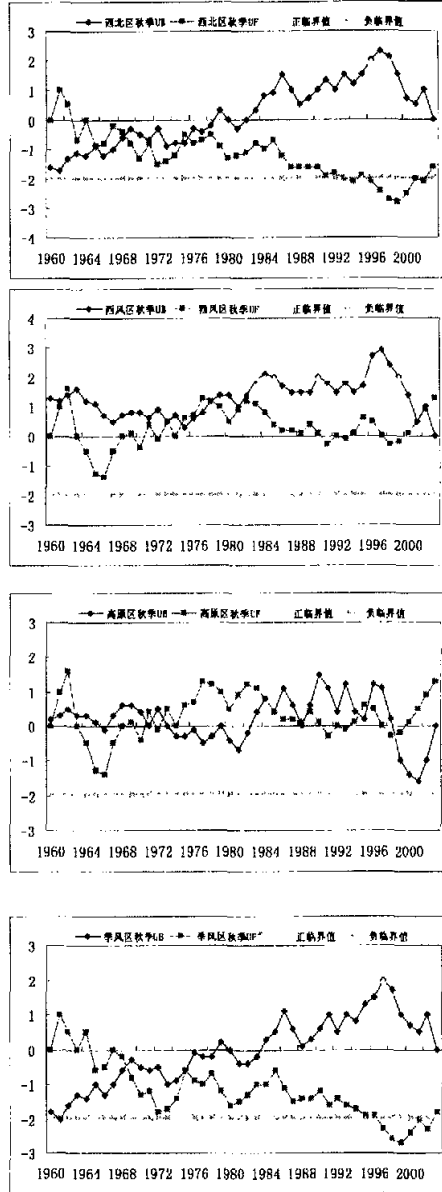


图 4.4.4 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)秋季 EOF 第一特征向量时间系数 Mann-Kendall 统计量曲线（直线为  $\alpha=0.05$  显著性水平临界值）

#### 4.4.2 春季

为了进一步搞清楚整个西北以及各个分区近 44 年来春季干湿演变的突变特点，通过对整个西北区及各分区 EOF 展开第一特征向量时间系数进行 M-K 突变检测，我们发现西北区春季（图 4.4.2a）从 1980 年开始时间系数明显增加，而且这种增加趋势在 90 年代前期更为显著，由于向湿的突变发生在 1982 年；西风区春季（图 4.4.2b）EOF 展开第一特征向量时间系数从 1978 年开始呈增加趋势，也在 90 年代前期增加趋势更为显著，由于向湿的突变也发生在 1982 年；高原区春季（图 4.4.2c）EOF 展开第一特征向量时间系数从 60 年代初就开始增加，而在 1973 年却开始减小，在 1978 年又开始增加，而这次增加趋势在 90 年代比较显著，由于向湿的突变发生在 1980 年；季风区春季（图 4.4.2d）EOF 展开第一特征向量时间系数在 1980 年开始明显增加，在 80 年代末期到 90 年代前期增加更为显著，由于向湿的突变也发生在 1982 年。

#### 4.4.3 夏季

通过对整个西北区及各分区夏季干湿指数 EOF 展开第一特征向量时间系数进行 M-K 突变检测我们发现，西北区夏季（图 4.4.3a）从 1974 年时间系数开始增加，而且这种增加趋势在 80 年代中期以后变得更为显著，由于向湿的突变发生在 1976 年；西风区夏季（图 4.4.3b）EOF 展开第一特征向量时间系数从 60 年代初开始增加，从 70 年代初至今这种增加趋势一直比较显著，由于向湿的突变发生在 1969 年；高原区夏季（图 4.4.3c）EOF 展开第一特征向量时间系数从 60 年代初就开始增加，同西风区一样从 70 年代初至今一直呈显著增加趋势，由于向湿的突变发生在 1968 年；季风区夏季（图 4.4.3d）EOF 展开第一特征向量时间系数尽管在 1976 年开始明显增加，但没有发生由于向湿的突变现象。

#### 4.4.4 秋季

通过对整个西北区及各分区秋季干湿指数 EOF 展开第一特征向量时间系数进行 M-K 检测我们发现，西北区秋季（图 4.4.4a）时间系数从 60 年代初就开始减小，而在 90 年代减小趋势更为显著，由湿向干的突变发生在 1974 年；而西风区秋季（图 4.4.4b）和高原区秋季（图 4.4.4c）EOF 展开第一特征向量时间系数增加或减少的趋势不太显著，所以干湿特征在近 44a 来均没有发生突变现象；季风区秋季（图 4.4.4d）EOF 展开第一特征向量时间系数也从 60 年代开始减小，在 90 年代中期以后减小趋势变得更为显著，由湿向干的突变发生在 1968 年。

#### 4.4.5 冬季

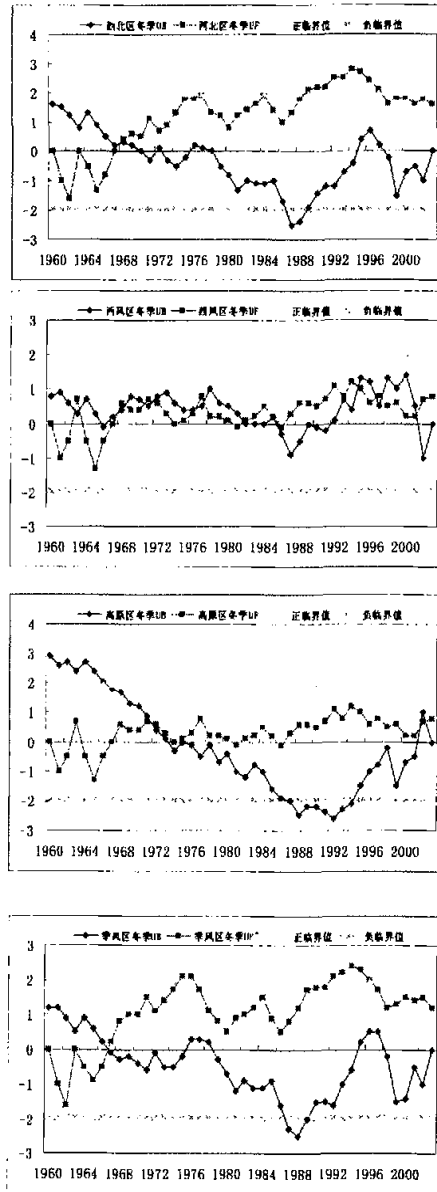


图 4.4.5 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)冬季 EOF 第一特征向量时间系数

Maan-Kendali 统计量曲线 (直线为  $\alpha=0.05$  显著性水平临界值)

同样对整个西北区及各分区冬季干湿指数 EOF 展开第一特征向量时间系数进行 M-K 检测我们发现, 西北区冬季 (图 4.4.5a) 从 60 年代初时间系数开始增加,



而且这种增加趋势在 80 年代中期到 90 年代前期变得更为显著，由于干向湿的突变发生在 1968 年；西风区冬季（图 4.4.5b）EOF 展开第一特征向量时间系数近 44 年来变化比较平稳，因而没有发生干湿突变；高原区冬季（图 4.4.5c）EOF 展开第一特

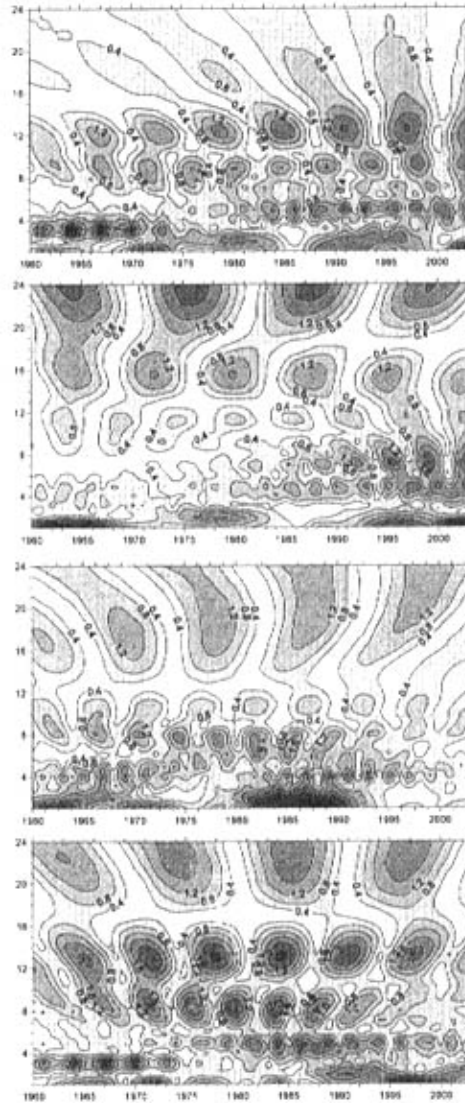


图 4.5.1 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d)年干湿特征的 Morlet 小波系数等值线图  
征向量时间系数从趋势系数来看增加很显著，但由于一直呈增加趋势，所以没有明显的突变点；季风区冬季（图 4.4.5d）EOF 展开第一特征向量时间系数从 60 年代初

开始增加,而且在70年代前期和90年代前期增加比较显著,由于向湿的突变发生在1967年。

## 4.5 西北地区及三个分区干湿指数的周期震荡

### 4.5.1 全年

为了搞清楚西北年干湿指数的周期变化特征,本文对同样对西北年干湿指数进行EOF分解所得的第一主分量所得序列进行小波分析,从Morlet小波变换系数(实部)等值线图可以发现,西北区(图4.5.1a)年干湿特征在近44年来一直存在显著的准13年和准9年的周期震荡,相比较准13年的周期震荡振幅较强,另外在60年代到70年代中期还存在准3年周期震荡,80年代至今也存在准5年的周期震荡,但振幅较弱。

西风区(图4.5.1b)近44年来一直存在显著的准16年周期震荡,而24年左右的周期震荡尽管在图中反映的比较清楚,但由于资料年代的限制信度不高,要想搞清楚需要在延长资料年代序列的基础上去分析,另外在90年代中期之前也存在准11年的周期震荡,但振幅明显偏弱,准5年和准7年的周期在80年代中期以后也有所反映。

高原区(图4.5.1c)在44年来一直存在准8年和准11年的周期震荡,但振幅强度偏弱,80年之前存在的准18年周期在80年代以后逐渐变为准20年的周期,另外60年代和80年代中期到90年代中期还存在准4年的周期震荡。

季风区(图4.5.1d)近44年来一直存在准22年和准13年的周期震荡,相比较准13年的周期震荡强度较强,但同样由于资料年代的限制准22年的周期震荡信度不高,60年代中期到90年代中期准8年的周期震荡也表现的较为清楚,而且振幅强度很强,另外70年代以来还存在准5年的周期震荡,还有70年代中期以前也存在准3年周期震荡,不过准3年和准5年的年周期震荡振幅偏弱。

### 4.5.2 春季

为了搞清楚西北以及各分区春季干湿演变的周期特征,本文同样对西北及各分区春季干湿指数进行EOF分解所得的第一特征向量时间系数进行小波分析,从Morlet小波变换系数(实部)等值线图可以发现,西北区春季(图4.5.2a)干湿演变在近44a来一直存在显著的准18a周期震荡,并且振幅很强,另外在60年代到70年代初期还存在准3a周期震荡,90年代以后也存在准6a的周期震荡;西风区春季(图4.5.2b)干湿演变近44a来一直存在准17a周期震荡,90年代中期以后还存在准5a

的周期振荡，另外 60 年代初到 80 年代中期存在准 3a 的周期振荡，但在 70 年代中期以后该周期振幅变得很弱；高原区春季（图 4.5.2c）干湿演变近 44a 来一直存在

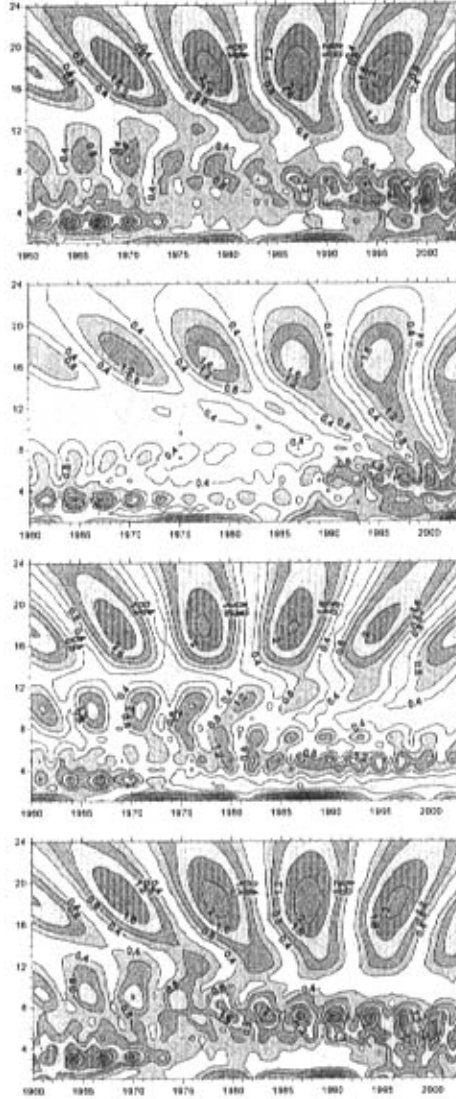


图 4.5.2 西北区 (a)、西风区 (b)、高原区 (c) 及季风区 (d) 春季 EOF 第一特征向量时间系数 Morlet 小波系数变换等值线图

准 18a 周期振荡，而且振幅很强，另外 80 年代中期以前还存在准 10a 的周期振荡，80 年代中期以后存在准 5a 的周期振荡，60 年代还存在准 3a 的周期振荡；季风区春

季(图 4.5.2d)近 44a 来干湿指数也一直存在准 18a 的周期振荡, 80 年代以后还存在 6-7a 周期振荡, 另外 60 年代准 3a 周期振荡也有所反映。

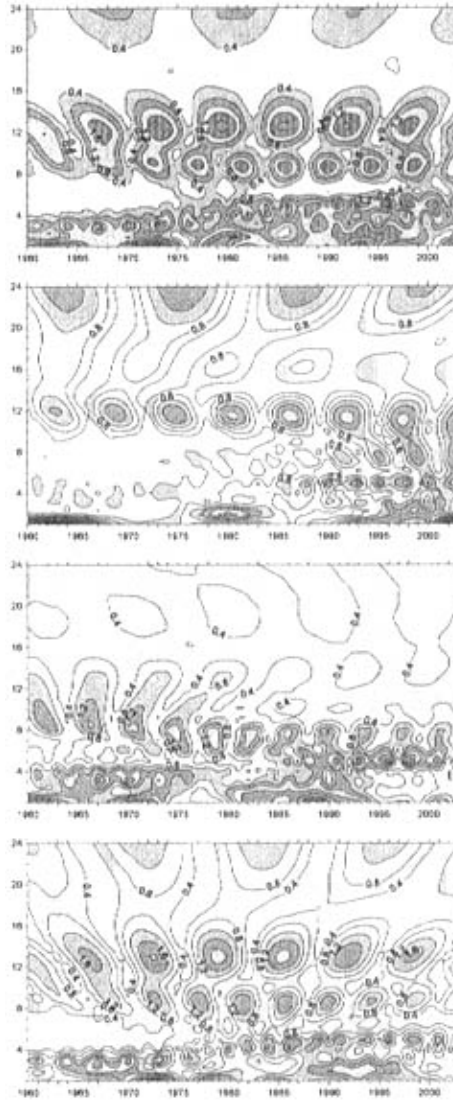


图 4.5.3 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d) 夏季 EOF 第一特征向量时间系数

Morlet 小波系数变换等值线图

### 4.5.3 夏季

通过对西北及各分区夏季干湿指数进行 EOF 分解所得的第一特征向量时间系

数进行小波分析，从 Morlet 小波变换系数（实部）等值线图来看，西北区夏季（图

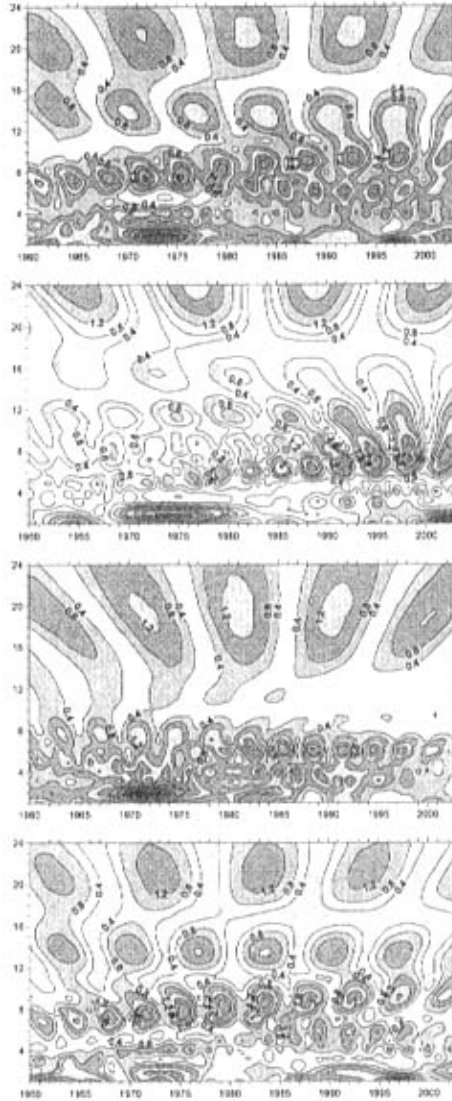


图 4.5.4 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d) 秋季 EOF 第一特征向量时间系数 Morlet 小波系数变换等值线图

4.5.3a) 干湿演变在近 44a 来一直存在显著的准 13a 的周期振荡，并且振幅很强，在 70 年代中期以后准 9a 的周期振荡也表现的比较清楚，另外在 60 年代到 70 年代中期还存在准 3a 周期振荡，80 年代中期以后也存在准 5a 的周期振荡，尽管 24a 的低

频振荡有所表现,但由于资料年代的限制,信度不高;西风区夏季(图 4.5.3b)干湿演变近 44a 来一直存在准 12a 的显著周期振荡,80 年代中期以后还存在准 5a 的周期振荡,同样 24a 的低频振荡有所反映,但信度不高;高原区夏季(图 4.5.3c)干湿演变近 44a 来尽管准 13a 和准 19a 的周期振荡存在,但振幅较弱,70 年代以后准 8a 的周期振荡一直存在,特别在 70 年代中期到 80 年代中期振幅较强,90 年代初期以后存在准 5a 的周期振荡,60 年代到 70 年代中期还存在准 3a 的周期振荡;季风区夏季(图 4.5.3d)近 44a 来干湿演变一直存在准 13a 的周期振荡,而且振幅很强,70 年代初期以后也存在准 8a 的周期振荡,80 年代初期以后还存在准 5a 周期,还有 60 年代到 70 年代中期准 3a 周期振荡也有所反映。

#### 4.5.4 秋季

从西北区及各分区秋季 EOF 分解所得第一特征向量时间系数 Morlet 小波变换系数(实部)等值线图来看,西北区秋季(图 4.5.4a)干湿演变在近 44a 来一直存在准 13a 和 22a 的周期振荡,但准 22a 的周期由于资料年代的有限信度不高,60 年代初存在的准 6a 周期到 2000 年以后逐渐变为准 9a,另外 80 年代中期到 90 年代末期还存在准 6a 的周期振荡;西风区秋季(图 4.5.4b)干湿演变 24a 的低频振荡在图中反映的最清楚,但由于资料年代有限可信度不高,准 11a 的周期也在近 44a 里有所反映,但振幅较弱,80 年代初期后也存在准 7a 的周期振荡;高原区秋季(图 4.5.4c)干湿演变近 44a 来一直存在准 20a 的周期振荡,特别在 70 年代初期到 90 年代初期振幅较强,另外 80 年代初期到 90 年代末期还存在准 6a 的周期振荡;季风区秋季(图 4.5.4d)近 44a 来干湿特征一直存在准 14a 和准 22a(信度不高)周期振荡,60 年代初期存在的准 7a 周期到 90 年代以后已经变为准 9a。

#### 4.5.5 冬季

从西北区及各分区冬季 EOF 分解所得的第一特征向量时间系数 Morlet 小波变换系数(实部)等值线图来看,西北区冬季(图 4.5.5a)干湿特征在近 44a 来一直存在准 18a 的周期振荡,而且振幅很强,70 年代初期以后还存在准 6a 的周期振荡;西风区冬季(图 4.5.5b)干湿演变准 17a 和准 11a 的周期振荡在近 44a 里一直存在,其它周期不太明显;高原区冬季(图 4.5.5c)干湿演变近 44 年来一直存在准 19a 的周期振荡,另外在 70 年代中期以后还存在准 6a 的周期振荡;季风区冬季(图 4.5.5d)近 44a 来干湿特征一直存在准 18 年的周期振荡,另外 70 年代中期以后还存在准 6a 的周期振荡。

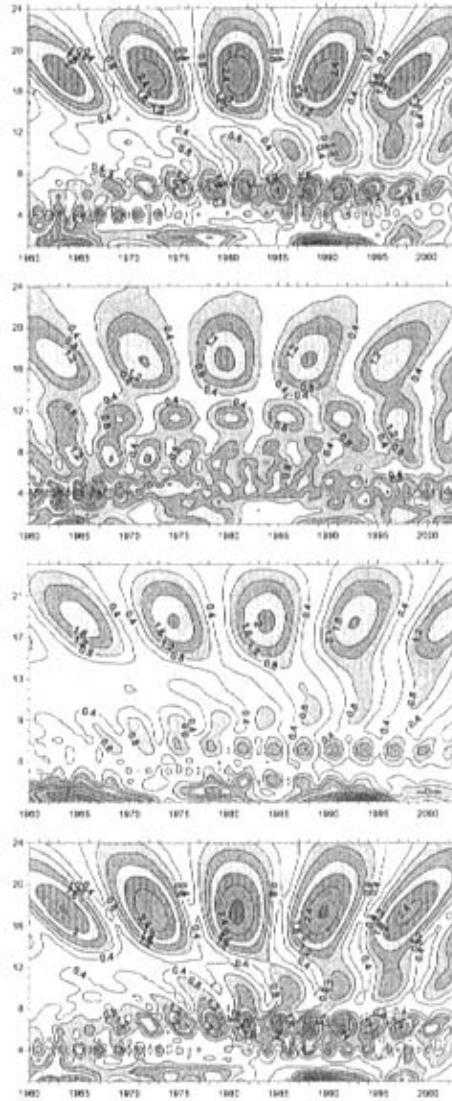


图 4.5.5 西北区(a)、西风区(b)、高原区(c)及季风区(d) 冬季 EOF 第一特征向量时间系数 Morlet 小波系数变换等值线图

## 4.6 本章小节

(1) 降水量与蒸发量是代表一个地区水分平衡情况的两个方面，降水偏少会导致干旱，而蒸发增加同样会导致干旱，重点考虑了降水和蒸发这两个水分平衡

分量的降水蒸发均一化干湿指数比降水能更加客观地反映该地区的干湿气候变化特征。

(2) 一致性异常是中国西北年干湿特征的最主要空间分布模态,西北部同东南部以及东北部和西南部呈反相变化特征也是西北年干湿特征异常的两个重要模态。中国西北年干湿异常特征可以分为东亚季风气候区,西风带气候区,高原气候区三个关键区域,简称西风区、高原区和季风区。

(3) 对全年而言,整个西北地区和高原区 44 年来干湿特征呈较为显著的变湿趋势,西风带区 44 年来的变湿趋势是相当显著的,而季风带区 44 年来的干湿特征呈变干趋势,但这种趋势表现的比较弱。对四季而言,西北地区近 44a 来春、夏及冬季表现出了变湿趋势,其中春季和夏季的变湿趋势是显著的,而秋季表现出了变干趋势,但这种趋势不是太显著;西风区四季都表现出了变湿趋势,除了冬季外,其余三季的变湿都是非常显著的;高原区除了秋季没有表现出明显的变干或变湿趋势外,其余三季都表现出了显著的变湿趋势;而季风区秋季表现出了显著的变干趋势,而其它三季都表现出了变湿趋势,但都不显著。

(4) 从全年的突变检测来看,整个西北区和西风带区 44 年来干湿特征的均值突变都发生在 1976 年,而高原区的干湿突变发生在 1973 年,季风区 44 年来干湿特征没有发生突变。对四季干湿演变的突变检测来看,就整个西北区来说,春,夏,冬三季都发生了由干向湿的突变,而秋季发生了由湿向干的突变;西风区和高原区的春、夏两季都发生了由干向湿的突变,而秋、冬两季没有发生干湿突变;季风区在春、冬两季发生了由干向湿的突变,夏季没有发生干湿突变,秋季发生了由湿向干的突变。

(5) 对全年而言,尽管整个西北以及三个关键区干湿特征的周期变化不完全一致,但 11-13 年、8-9 年以及 3-5 年的周期振荡基本在所有分区有所反映。对四季而言,春季不管是整个西北区还是西风、高原和季风区,干湿特征主要表现出了 17-18a 的周期振荡,另外不同的时段还存在 5-7a 和准 3a 的周期振荡;夏季整个西北区及各分区主要以 12-13a 的周期为主,同样在不同的时段还存在准 3a,准 5a 或准 8a 的周期振荡,24a 左右的周期大多区有所表现,但由于资料年代的限制信度不高;秋季主要存在 11-14a 的周期,另外不同时段也存在 6-7a 和准 9a 的周期振荡,同样



22-24a 的周期也有所表现，但信度不高；冬季主要表现出了 17-19a 的周期振荡，另外准 6a 周期在某些时段也有所反映。

#### [参考文献]

- [1] Rodriguez-Iturbe, A Porporato, FLaio. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress, I. Scope and general outline [J]. *Advances in Water Resources*, 2001, 24: 695-705.
- [2] Maciej Zalewski. Ecohydrology—the use of ecologic and hydrological processes for sustainable management of water resources [J]. *Hydrological Sciences—Journal*, 2002, 47 (5) : 823-832.
- [3] 王忠静. 干旱内陆河区水资源承载能力与可持续利用研究[D]. 清华大学博士学位论文, 1998: 60-63.
- [4] 康绍忠, 蔡焕杰. 作物根系分区交替灌溉和调亏灌溉的理论与实践[M]. 北京: 中国农业出版社, 2002: 202-203.
- [5] 刘恒, 钟华平, 顾颖. 西北干旱内陆河区水资源利用与绿洲演变规律研究——以石羊河流域下游民勤盆地为例[J]. *水科学进展*, 2001, 9(3) : 378-384.
- [6] 郭占荣, 刘花台, 朱延华. 论西北地区地下水的开发利用与保护[J], *水利学报*, 2001, (6) : 37-40.
- [8] 冯平, 李绍飞. 干旱识别与分析指标综述 [J]. *中国农村水利水电*, 2002 (7) : 13-15.
- [9] 魏凤英, 现代气候统计诊断与预测技术, 北京: 气象出版社, 1999, 69-72.
- [10] 吴洪宝, 吴蕾. 气候变率诊断和预测方法. 北京: 气象出版社, 2005, 15-33.
- [11] 施能, 陈家其, 屠其璞. 中国近 100 年来 4 个年代际的气候变化特征 [J], *气象学报*, 1995, 53 (4) : 431-439.
- [12] 符宗斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法, *大气科学*, 1992, 16 (4) : 482-493.
- [13] 林振山, 邓白旺. 子波气候诊断技术的研究 [M]. 北京: 气象出版社, 1999.

- [14] Cattell R B, The scree test for the number of factor, *Multivar Res*, 1996, 1:245-276.
- [15] 李栋梁, 谢金南, 王文, 中国西北夏季降水特征及其异常分析[J], *大气科学*, 1997, 21 (3): 331-340.
- [16] 李耀辉, 李栋梁, 赵庆云, 中国西北春季降水与太平洋秋季海温的异常特征及其相关分析[J], *高原气象*, 2000, 19 (1): 100-110.
- [17] 李耀辉, 李栋梁, 赵庆云, 中国西北地区秋季异常的特征分析[J], *高原气象*, 2001, 20 (2): 158-164.
- [18] 蔡晓军, 李栋梁, 姚辉, 中国西北地区春末夏初降水异常的时空变化特征[J], *高原气象*, 1998, 17 (2): 170-181.
- [19] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥, 西北气候由暖干向暖湿转型的信号影响和前景初步探讨[J]. *冰川冻土*, 2002, 24(3):219-226.
- [20] 施雅风, 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估, 气象出版社, 2003.

## 第五章 夏季北极涛动、东亚夏季风与西北地区干湿转型的关系

西北地区受到西风带、高原以及季风等高、中、低纬系统的综合影响，加之复杂的地形因素使得该地区的气候问题变得极其复杂<sup>[1-3]</sup>。前几章的工作所讨论的干湿变化特征是该地区气候变异的一种主要表现形式，与大气环流调整可能有必然的因果关系。北极涛动 AO 是北半球热带外地区（20° N 以北）海平面气压场的变化中最突出的模态，它不仅仅影响极地地区的气候，也能够影响到中、低纬度地区的气候<sup>[4]</sup>。亚洲季风是北半球另一个十分重要的气候系统<sup>[5-7]</sup>。东亚季风的异常能够影响着西北地区东南部的旱涝等灾害性天气的发生<sup>[8]</sup>。而且北极涛动作为极地和中高纬地区的一个重要气候系统，东亚季风作为中、低纬度地区的一个重要气候系统，两者之间可能存在着一定的联系<sup>[9-12]</sup>。西北地区夏季降水占全年降水的 70%~80%，所以夏季西北地区的干湿状况是全年干湿状况中最具关键性的时段，故本章以该地区的主要降水季节夏季为研究对象，以气候突变为关注重点<sup>[13]</sup>，来对比分析西北地区夏季降水和干湿指数与北极涛动 AO 和东亚夏季风 EASM 的年际和年代际关系，讨论用综合考虑降水和蒸发两个因素所构造的干湿指数研究西北干旱气候变化的有效性，并初步探讨西北干湿气候转型的可能机理以及与中国北旱南涝的关系。

### 5.1 夏季北极涛动突变与西北地区干湿气候转型的关系

图 5.1.1 (a) 是夏季 AO 指数的时间序列以及它的线性趋势、九点高斯滤波曲线<sup>[14]</sup>，图中的线性趋势线呈上升趋势，九点高斯滤波曲线表现出了叠加在线性变化上的年代际变化特征。50 年代至 60 年代中期、70 年代中期到 80 年代中期，夏季

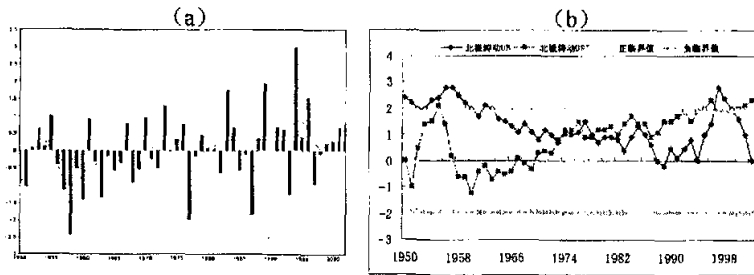


图 5.1.1 夏季 AO 指数序列 (a) 及其 MK 统计量曲线 (b)

(直线为  $\alpha = 0.95$  显著性水平临界值)

AO 指数处于负位相，60 年代中期至 70 年代中期、80 年代中期以后，它处于正位

相。另外，夏季 AO 指数线性趋势说明它上升趋势明显。使用 Mann-Kendall 方法进行突变检查发现夏季 AO 指数在 1976 年前后发生了突变，这正与夏季大气环流在 70 年代中期的突变结果相一致<sup>[15]</sup>。

我们首先分析夏季 AO 指数与西北地区夏季降水的年际关系。夏季 AO 指数除与南疆盆地西部和内蒙古西部巴丹吉林沙漠附近的小部分地区夏季降水距平为负相关外，与西北地区大部分地区夏季降水距平百分率正相关(图 5.1.2a)，即北极涛动为正位相时，西北地区大部分地方降水偏多。最显著的区域位于新疆北部，青藏高原中部和河套地区，相关系数通过了 0.95 的显著性检验，其他地区相关系数较小，特别是位于季风影响边缘区域的甘肃南部等地区相关不显著。

那么夏季 AO 指数与地区夏季干湿指数之间的相关性又如何呢？从图 5.1.2b 给出的夏季 AO 指数与西北地区夏季干湿指数距平百分率的相关图可以发现，夏季 AO 指数与西北地区大部分地区夏季干湿指数距平百分率正相关，即北极涛动为正位相时，西北地区大部分地方干湿指数偏大。这与降水的相关关系基本一致，但最显著的区域范围比与降水的相关偏大，相关性更好。可见，AO 指数与西北地区夏季干降水和湿指数距平百分率的相关具有很好的一致性，北极涛动正位相越强时，西北地区的西风区和高原区降水增加，气候由干转湿，而西北地区东南部呈相反的趋势。与降水相比较，AO 指数与西北地区干湿指数的相关性更加显著。

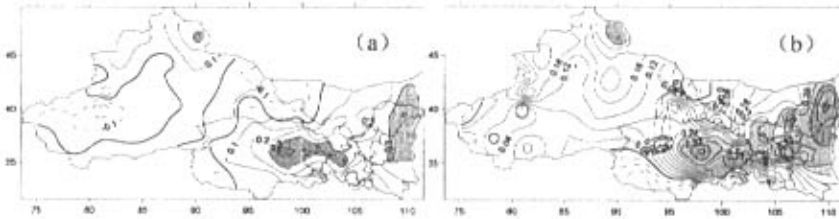


图 5.1.2 西北地区夏季降水距平百分率 (a)、干湿指数距平百分率 (b) 与夏季北极涛动 AO 指数年际变化的相关系数 (灰色通过 0.001 的信度检验)

进一步对比北极涛动与西北地区夏季降水和干湿指数之间的年代际关系，旨在回答两个问题，第一，夏季北极涛动的年代际变化与西北地区降水和干湿指数的相关是否比其年际相关更加显著？第二，与降水相比，西北地区干湿指数与夏季北极涛动的年代际相关是否更加显著？从而在揭示西北干湿气候转型与中高纬大气环流调整的之间必然联系的同时，进一步验证构造干湿指数的必要性和实用性。用夏季 AO 指数与西北地区夏季降水和干湿指数的年代际变化求同时相关，其中在求相关之前将夏季 AO 指数以及夏季降水和干湿指数资料用九点高斯法进行滤波而反映其

年代际特征。

类似与年际相关的分析思路，我们首先分析夏季 AO 指数与西北地区夏季降水的年代际关系。夏季 AO 指数与西北地区降水的年代际相关(图 5.1.2a)和年际相关(图 5.1.3a)的总分布形势基本一致，但相关显著性明显提高。35° N 以南地区呈负相关，最显著区位于西北地区东南部，通过 0.001 的信度检验，除此之外，西北地区的西风区和高原区等大范围地区的降水与 AO 指数年代际关系为正相关，最显著区域位于新疆大部 and 青藏高原中部和河套地区，最大中心相关系数高达 0.73。相比之下，夏季 AO 指数与西北地区夏季干湿指数的年代际相关(图 5.1.2b)的显著区域更大，以 35° N 为界，以北显著正相关，以南显著负相关。同时，与干湿指数的年际相关关系(图 5.1.3a)相比较，夏季 AO 指数与西北地区干湿指数的年代际相关总分布形势基本一致，相关显著性明显提高。

对比分析表明，夏季北极涛动与西北地区降水和干湿指数在年代尺度上具有更高的相关性，而且与干湿指数的相关最好，夏季北极涛动正位相偏强，以 35° N 为界，西北地 35° N 以北的西风区和高原区夏季降水偏多，气候由干变湿，而西北地区东南部降水减少，气候由湿变干。夏季北极涛动在 1976 年发生突变，正位相增强，这种中高纬度大气环流的调整对西北地区的气候干湿变化产生了直接影响，西北地区的西风区和高原区在 1976 年左右干湿指数随之发生突变，气候由暖干向暖湿转型，而西北地区东南部，受季风边缘影响，降水减少，气候呈湿变干趋势变化，虽未发生突变，但干旱事件明显加剧。

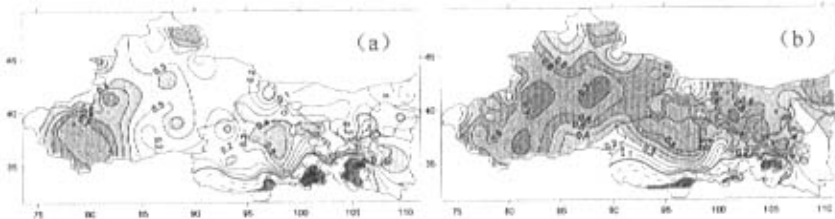


图 5.1.3 西北地区夏季降水距平百分率 (a)、干湿指数距平百分率 (b) 与夏季北极涛动 AO 指数年代际变化的相关系数

(灰色通过 0.05 的信度检验，黑色通过 0.001 的信度检验)

## 5.2 东亚夏季风突变与西北地区干湿气候转型的关系

由于东亚夏季风(EASM)的影响系统较多，从高纬到低纬，甚至南半球的澳大利亚高压等<sup>[16, 17]</sup>。定义东亚夏季风的方法有很多种<sup>[18-23]</sup>，本文引用郭其蕴<sup>[23]</sup>的定义，

取  $10^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  N 范围内, 每 10 度纬圈上  $110^{\circ}$  E 减去  $160^{\circ}$  E 之间的气压差值  $\leq -5\text{hPa}$  的所有数值之和, 把各年的值与多年平均求比值, 将该比值称作夏季风强度指数。比值越大, 说明这一年夏季风越强, 反之, 比值越小说明夏季风弱。

图 5.2.1 (a) 是东亚夏季风 EASM 指数的时间序列以及它的线性趋势、九点高斯滤波曲线, 图中的线性趋势线明显下降, 而且具有明显的年代际变化特征, 在 70 年代中期以前都处于正位相, 而 70 年代中期以后都处于负位相。说明在东亚夏季风经历了一次由强到弱的过程, 现在东亚夏季风正处于较弱的时期。EASM 指数 Mann-Kendall 曲线分析表明, 1975 年东亚夏季风发生了一次突变过程, 与夏季 AO 在 70 年代中期的突变相对应<sup>[15]</sup>。

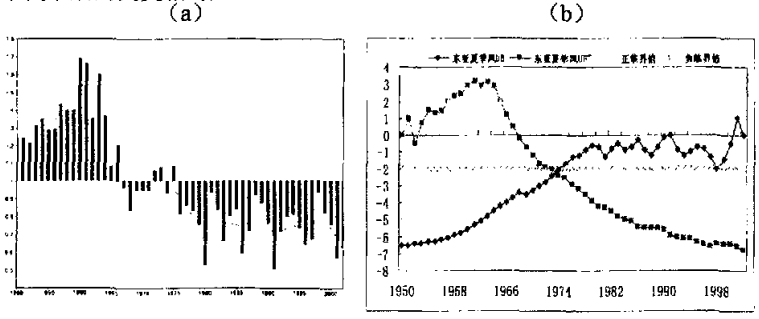


图 5.2.1 东亚夏季风 EASM 指数序列 (a) 及其 MK 统计量曲线 (b)

(直线为  $\alpha = 0.95$  显著性水平临界值)

东亚夏季风 EASM 与西北地区降水以及干湿指数的关系如何? 采用类似的方法和思路, 我们还是首先分析 EASM 指数与西北地区夏季降水的关系。东亚夏季风与西北地区黄河以东南地区和新疆北部夏季降水距平百分率呈弱的正相关, 与西北更广阔的其它地区为负相关外(图 5.2.2a), 但相关显著区域较少, 张存杰等<sup>[23]</sup>的研究结果相一致。相比之下, EASM 指数与西北地区夏季干湿指数距平百分率之间的相关

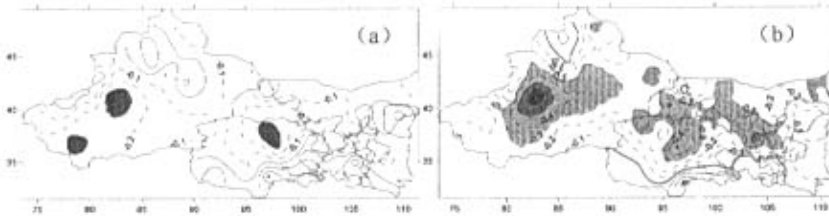


图 5.2.2 西北地区夏季降水距平百分率 (a)、干湿指数距平百分率 (b) 与东亚夏季风 EASM 指数年际变化的相关系数 (灰色通过 0.001 的信度检验)

分布基本一致(图 5.2.2b),但相关性更好,显著区域更大。可见,EASM 指数与西北地区夏季干降水距平百分率的相关也具有很好的一致性,东亚夏季风越强,西北地区的东南部降水增加,气候由干转湿,而高原区和西风区的大部分地区呈现相反的趋势。而且干湿指数比降水能够更好地揭示东亚夏季风与西北干湿气候特征之间的相关关系。那么与夏季北极涛动高度相关的东亚夏季风与西北地区夏季降水和干湿指数的年代际相关又表现如何呢?EASM 指数与西北地区夏季降水的年代际相关(图 5.2.3a)和年际相关(图 5.2.2a)的总分布形势也基本一致,相关显著性明显提高,以  $35^{\circ}\text{N}$  为界,以北显著负相关,以南正相关。EASM 指数与西北地区夏季干湿指数的年代际相关(图 5.2.3b)和年际相关(图 5.2.1b)的总分布形势也基本一致,相关显著性明显提高, $35^{\circ}\text{N}$  以北显著负相关,以南正相关,这种分布与夏季 AO 指数与西北地区夏季降水和干湿指数的相关分布正好相反。

对比分析表明,东亚夏季风与西北地区降水和干湿指数在年代尺度上具有更高的相关性,而且与干湿指数的相关最好,东亚夏季风偏强时,西北地区的西风区和高原区夏季降水偏少,气候由湿变干,而西北地区东南部降水增加,气候由干变湿。

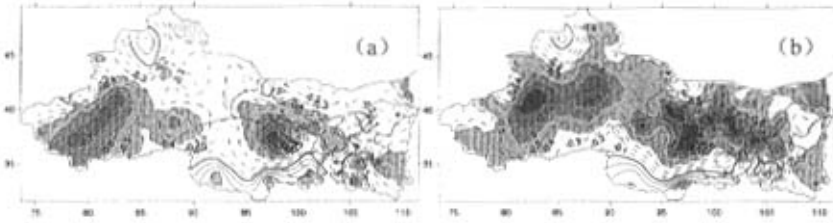


图 5.2.3 西北地区夏季降水距平百分率(a)、干湿指数距平百分率(b)与  
东亚夏季风 EASM 指数年代际变化的相关系数

(灰色通过 0.05 的信度检验,黑色通过 0.001 的信度检验)

### 5.3 夏季北极涛动和东亚夏季风对西北地区干湿气候转型的综合影响

那么北极夏季涛动和东亚夏季风之间的关系如何又呢。夏季 AO 和东亚夏季风之间关系紧密,夏季 AO 指数和东亚夏季风 EASM 指数具有较好的反相关关系,相关系数为-0.317,通过 0.05 的信度检验(0.27)。进一步表明两个大气环流系统之间正好呈相反的线性变化趋势,从前两节分析可知二者都在 70 年代中期发生了突变,并与西北地区干湿突变期相对应。用夏季 AO 指数和 EASM 指数进行九点高斯滤波,

滤波后的指数代表各指数的年代际变化，相关系数-0.726，通过 0.001 的信度检验 (0.35)。表明 AO 指数和 EASM 指数的相关系数都比滤波以前的相关系数有明显的提高，夏季 AO 和东亚夏季风在年代际时间尺度上的相关比年际尺度更重要。可见，作为夏季大气环流系统的两个重要的部分，夏季 AO 和东亚夏季风之间关系密切，呈反位相关关系显著，而且这种反位相关关系更显著地表现在年代际变化上，它们的变化对中国西北地区以及全球的气候变化起到一定的作用，夏季 AO 和东亚夏季风的这种反位相变化和突变与西北地区降水和干湿指数的突变转型基本一致。

将时间分为两段 (1960-1976 年和 1977-2002 年)，分别进行 EOF 分析得到它们的第一模态 (图 5.1.2)。在极地地区的负距平中心在突变后强度增大。在东大西洋和西欧地区的正距平中心强度、位置变化都不大，但是它的范围有较大的变化，突变后范围明显减小，只位于西欧大陆的上空，突变前它还有一部分正距平中心在大西洋上。东亚大陆上的正距平中心变化也很大，在突变前它是最大的正距平中心，并且突变前夏季 AO 指数处于相对较小的时期，那么东亚大陆正距平和太平洋上负距平的结构使得该时间段内东亚夏季风得到加强。在突变后东亚大陆上的最大正距平中心消失，强度和范围都明显减小。该结构使得在突变后东亚季风明显减弱。通过比较可知，夏季 AO 模态的最大差异在于东亚大陆上的正距平中心，突变前强度较大，范围较广，是北半球最大的正距平中心，而突变后强度和范围都逐渐削弱减小。同时还反映了东亚夏季风在 AO 模态突变前后经历了一次由强到弱的变化。分析发现夏季 AO 与东亚夏季风之间在

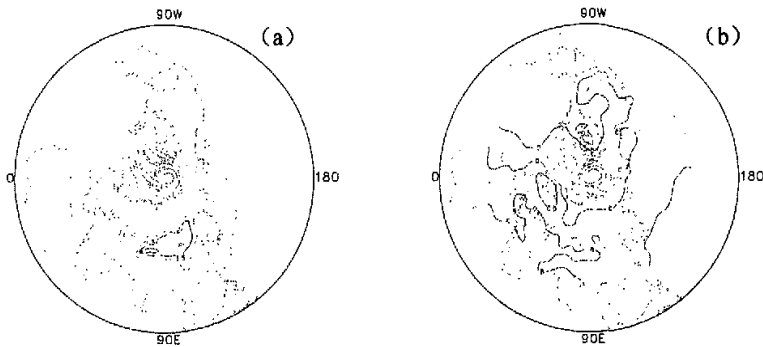


图 5.3.1 季 AO 突变前后 (a-b) 的模态 (单位: hPa)

前面两节相关分析表明，夏季 AO 指数与西北地区夏季降水和湿指数距平百分率的相关具有很好的一致性，北极涛动正位相越强时，西北地区的西风区和高原区



降水增加,气候由干转湿,而西北地区东南部呈相反的趋势。EASM 指数与西北地区夏季干降水和干湿指数距平百分率的相关也具有很好的一致性,东亚夏季风越强,西北地区的东南部降水增加,气候由干转湿,而高原区和西风区的大部分地区呈现相反的趋势,而且干湿指数比降水能够更好地揭示东亚夏季风与西北干湿气候特征之间的相关关系。东亚夏季风与西北地区降水和干湿指数的这一相关分布特征与北极涛动的相关情况总体呈反向关系,即当北极涛动正位相越强时,东亚夏季风一般偏弱,西北地区东南部降水偏少,气候转干,其它西风区和高原区的大部分地区因中纬度西风带系统加强而呈现降水增加,气候由干转湿的变化特征。夏季北极涛动和东亚夏季风与西北地区夏季降水和干湿指数的年际相关都表明,西北地区各区域干湿变化趋势的不一致性与大气环流调整的连贯性之间具有必然联系。

在年代际尺度上,夏季 AO 和东亚夏季风的年代际变化相关比年际相关更加显著,在夏季 AO 和东亚夏季风高度相关的条件下,它们与西北地区夏季降水和干湿指数之间的年代际关系相关更加显著。夏季北极涛动与西北地区降水和干湿指数在年代尺度上具有更高的相关性,而且与干湿指数的相关最好,夏季北极涛动正位相偏强,以  $35^{\circ}$  N 为界,西北地  $35^{\circ}$  N 以北的西风区和高原区夏季降水偏多,气候由干变湿,而西北地区东南部降水减少,气候由湿变干。夏季北极涛动在 1976 年发生突变,正位相增强,这种中高纬度大气环流的调整对西北地区的气候干湿变化产生了直接影响,西北地区的西风区和高原区在 1976 年左右干湿指数随之发生突变,气候由暖干向暖湿转型,而西北地区东南部,受季风边缘影响,降水减少,气候呈湿变干趋势变化,虽未发生突变,但干旱事件明显加剧。东亚夏季风与西北地区降水和干湿指数在年代尺度上具有更高的相关性,而且与干湿指数的相关最好,东亚夏季风偏强时,西北地区的西风区和高原区夏季降水偏少,气候由湿变干,而西北地区东南部降水增加,气候由干变湿。东亚夏季风与夏季北极涛动同样在 1976 年发生突变,北极涛动正位相增强,东亚夏季风减弱,这种不同纬度大气环流系统调整对西北地区的干旱气候变化产生了直接影响,西北地区的西风区和高原区在 1976 年左右干湿指数随之发生突变,气候由暖干向暖湿转型,而西北地区东南部受季风边缘影响,降水减少,气候呈湿变干趋势变化,虽未发生突变,但干旱事件明显加剧。

可见,西北地区气候干湿突变以及各区域干湿变化趋势的不一致性是复杂下垫面条件下不同纬度大气环流调整的结果,并与中国的北干南涝相联系。夏季 AO 与

东亚夏季风显著反相关，在 70 年代中期分别经历了由弱到强和由强到弱的反向突变过程，这与 70 年代中期西北地区干湿指数的突变期相对应。当北极涛动正（负）位相越强时，东亚夏季风一般偏弱（强），西北地区东南部降水减少（增加），气候转干（湿），西风区和高原区降水增加（减少），气候由干（湿）向湿（干）变化。同时，通过降水与干湿指数的对比分析发现，综合考虑降水和蒸发分量所构造的降水蒸发均一化干湿指数能够比降水更加客观地反映西北气候干湿演变特征，夏季干湿指数比单纯的降水因素能够更加显著地反映西北气候干湿演变与夏季 AO 和东亚夏季风整体性调整之间的关系，且年代际相关明显高于年际相关，引入干湿指数研究西北地区气候干湿转型问题是必要的，也是有效的。

#### 5.4 夏季北极涛动和东亚夏季风与西北地区干湿气候转型的合成分析

根据夏季 AO 指数以及东亚夏季风 EASM 指数的高斯九点平滑曲线，综合考虑 70 年代中后期，夏季北极涛动、东亚夏季风和西北地区干湿指数发生突变的时段，选取 1960-1969 年作为三者突变前十年，期间夏季 AO 指数年代际变化较低、EASM 指数年代际变化较高，选取 1990-1999 年作为三者突变后十年，期间夏季 AO 指数年代际变化较高、EASM 指数年代际变化较低。用这两个西北干湿气候转型前后的代表时段，分别对降水、干湿指数、海平面气压、700hPa 风场和 500 高度场做合成分析。

首先对这两个时间段的西北地区降水和干湿指数进行合成分析，以便进一步搞清楚中国西北地区近 44 年来干湿指数的变化趋势，图 5.4.1 分别给出了 1960-1969 年和 1990-1999 年降水距平和干湿指数距平值的空间分布图以及 1990-1999 年降水和干湿指数的平均值同 1960-1969 年降水和干湿指数的平均值的差值的空间分布图，从图可以看出，在 1990-1999 年的西北地区  $35^{\circ}$  N 以北大部分地区降水偏多，气候相对偏湿，而在  $35^{\circ}$  N 以南大部分地区降水偏少，气候偏干。在 1960-1969 年的十年西北地区  $35^{\circ}$  N 以北大部分地区降水偏少，气候偏干，而在  $35^{\circ}$  N 以南大部分地区降水偏多，气候相对偏湿。它们的差值表明夏季 AO 和东亚夏季风的年代际变化对新疆和青藏高原中部和甘肃东南部的降水和干湿指数比较明显。夏季 AO 较强（弱）、东亚夏季风弱（强）的年代中，我国西北地区的西风区、高原区降水偏多（少），气候偏湿（干），而西北地区东南部降水偏少（多），气候偏干（湿）。这说

明中国西北 1990-1999 年明显偏湿于 1960—1969 年，这进一步反映了近 44 年来西北地区与气候干湿变化的基本特征，这种变化特征与高、中、低纬度大气环流的调整相有必然联系。

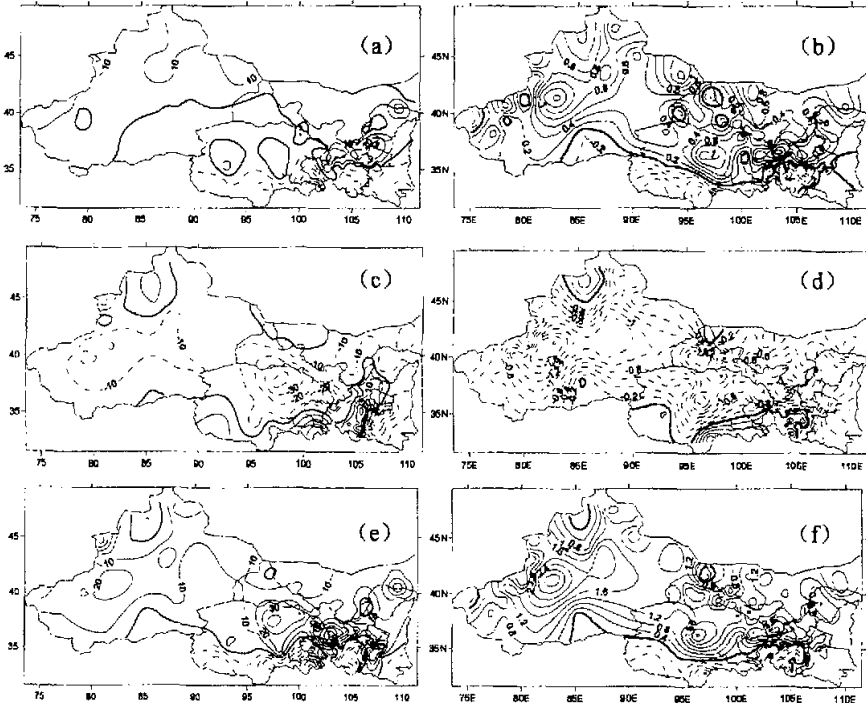


图 5.4.1 1990-1999 年、1960-1969 年的西北地区夏季降水(a),(c),(e)和  
干湿指数(b),(d),(f)距平合成以及差值图

对这两个时间段的海平面气压进行合成分析（图 5.4.2），在夏季 AO 指数较高的时段内，中纬度欧亚范围为“—+—”结构，亚洲大陆为较强的正距平中心，新疆以西和日本以东一带有个负距平中心，对中国东部而言，这种形态有利于北方的冷空气南下，北风距平增强，夏季风减弱，冷空气与南方来的暖湿空气相遇位置偏南，一般在长江流域形成降水，而对中国西北而言，有利西风带降水。同时在极地地区为负距平中心，在中高纬度为正距平，该模态与夏季 AO 模态相对应。在夏季 AO 指数较低的时段内，欧亚大陆为较强的负距平中心，在西太平洋地区有正距平，这种形态不利于北方的冷空气南下，南风距平增强，夏季风加强，它能够到达更北的地方，冷空气与华北地区相遇，使得华北地区的降水增多，长江流域与西北

地区降水减少。在它们的差值图中极地地区的差值通过了检验，亚洲大陆的气压变化也通过了检验，另外较低纬度的 SLP 变化也通过了信度检验。它的差值正体现了夏季 AO 模态。同时东亚大陆的正气压距平和海洋上的负气压距平也体现了东亚夏季季风减弱的特征。

(a)

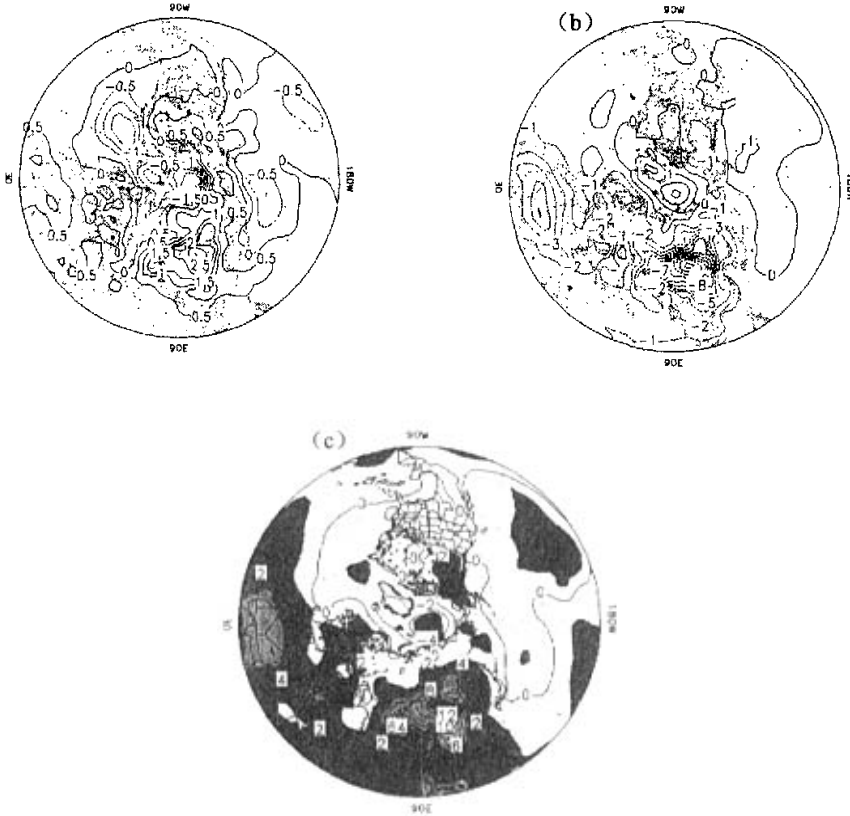


图 5.4.2 夏季 AO 指数年代际变化的海平面气压距平成以及差值图(1990-1999 年 (a)、1960-1969 年 (b) 和差值 (c) ) (单位: hPa)

在同样的两个时间段内,将 700hPa 风场也进行合成分析(图 5.4.3),在 1990-1999 年的 700hPa 流场中在贝加尔湖地区及其下方有较强的反气旋距平环流,中国东部地区位于反气旋距平环流的前部,出现北风距平,夏季风减弱,因而在该环流形势下,冷暖空气在位置偏南的地方相遇,一般位于长江流域,因而在该地区降水偏多易洪涝,而华北地区降水偏少易伏旱。而对中国西北而言,西风带出现西风距平,而西

北地区东岸由山西北回西亚，使得西北地区降水在夏季地区降水偏小，气候偏干外，

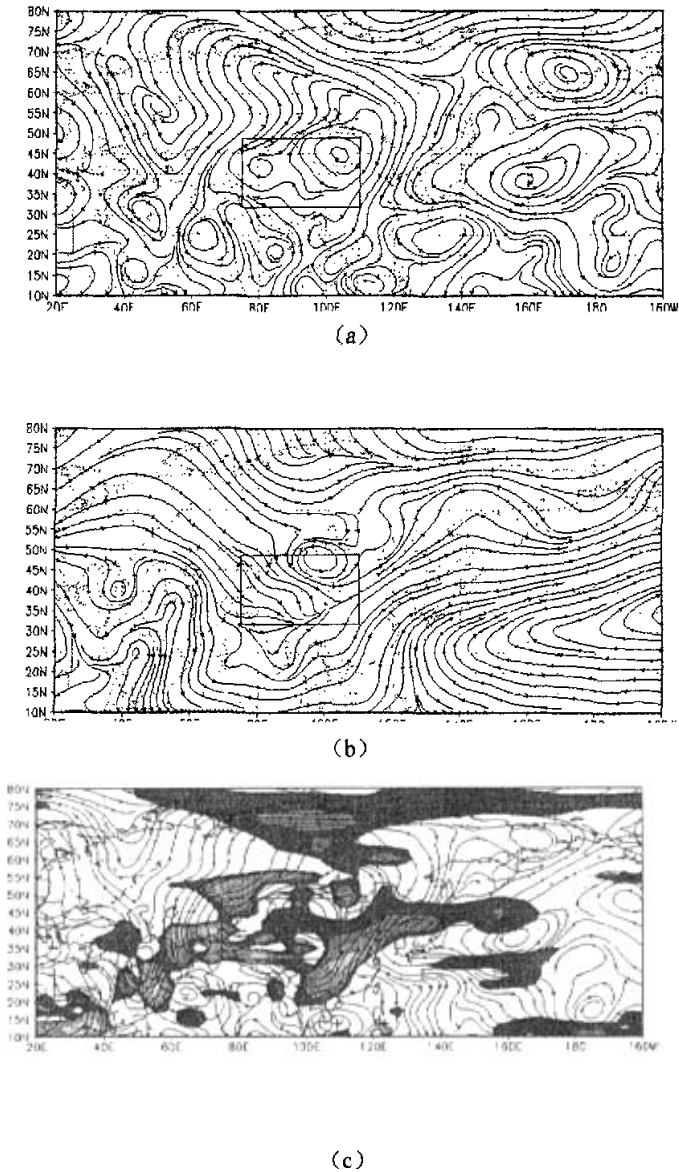


图 5.4.3 夏季 AO 指数年代际变化的 700hPa 流场距平合成以及差值图  
(1990-1999 年 (a)、1960-1969 年 (b) 和差值 (c))

其余大部分地区降水偏多，气候相对偏湿。在 1960-1969 年的 700hPa 流场中在贝加尔湖地区的下方有一正气旋距平环流，对我国东部地区位于正气旋距平环流前部，出现南风距平，夏季风得到增强，因而冷暖空气在位置靠北的地区相遇，一般位于华北地区，造成该地区降水偏多易洪涝，而长江流域降水偏少易伏旱，对中国

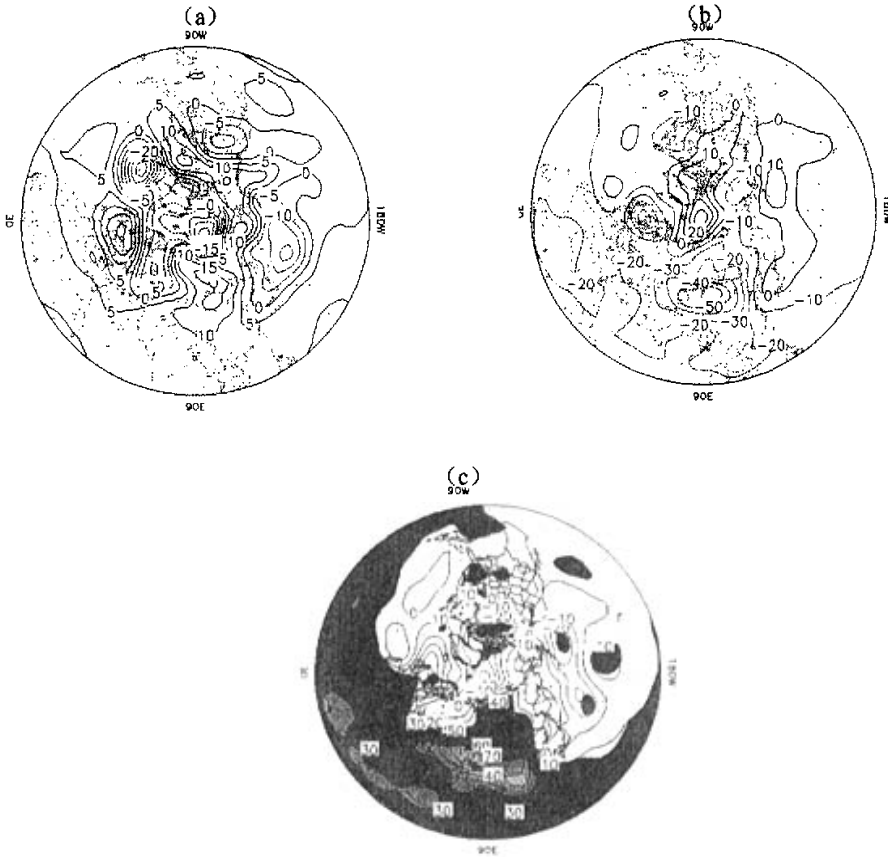


图 5.4.4 夏季 AO 指数年代际变化的 500hPa 高度距平合成以及差值图  
(1990-1999 年 (a)、1960-1969 年 (b) 和差值 (c) ) (单位: gpm)

西北地区而言，西风区出现北风距平，季风区出现西南风距平，使得西北地区东南部降水偏多，气候相对偏湿外，其余大部分地区降水偏少，气候偏干，可见西北地区西风区和高原区与季风区的气候反向演变同中国北旱南涝相联系。在它们的差值

图中可见夏季 AO 的年代际变化对夏季风的影响很大,在我国东部以及西北地区的大部地区基本上都通过了信度检验。此外,中高纬度的西风带也是 700hPa 风场合成分析中较重要的系统之一,夏季 AO 直接影响到西风带的强弱。

最后在这两个时间段中将 500hPa 高度场进行合成分析(图 5.5.4),在夏季 AO 指数年代际变化较高指数的时段内,极地地区为负距平,在欧亚中高纬地区为“一十一”波列结构,70° E 以西和 120° E 以东为负距平,与东亚大陆较强的正距平中心相匹配,对中国东部地区而言,西高东低,夏季风减弱,降水带南移,而对中国西北则表现为西低东高结构,有利于降水。在夏季 AO 指数年代际变化较低指数的时段内,极地为正距平,在在欧亚中高纬地区为一致的负距平。同样在日本以东洋面有一正距平中心,它与东亚大陆较强的负距平中心相匹配,对中国东部地区而言,夏季风增强,降水带北移,对中国西北而言,除季风边缘区域外,大部分地区降水偏少,气候偏干。在它们的差值图中,可见极地地区的负变高以及中低纬的正变高是 500hPa 高度场的年代际变化较重要的系统。在它的差值图中也能看到东亚太平洋遥相关型(EAP)波列的作用。

## 5.5 本章小结

(1) 西北地区受到西风带、高原以及季风等高、中、低纬系统的综合影响,加之复杂的地形因素使得该地区的气候问题变得极其复杂,其气候干湿突变是复杂下垫面条件下不同纬度大气环流连贯性调整的结果。研究西北地区干湿气候转型问题应该把西风带系统和季风系统联系起来作整体分析。

(2) 北极涛动(AO)综合反映了中高纬大气环流的基本状态,这种状态对高纬与中纬之间大气质量、动量及热量的交换,与北半球及全球气候异常均有密切的联系。夏季北极涛动与东亚夏季风显著反相关,在夏季北极涛动由弱到强的突变过程中,东亚夏季风也经历了一次由强到弱的变化。夏季 AO 与东亚夏季风在 70 年代中期的突变与西北地区的干湿指数突变相对应。

(3) 东亚夏季风与西北地区降水和干湿指数的相关关系与北极涛动的相关情况总体呈反向关系,即当北极涛动正位相越强时,东亚夏季风一般偏弱,西北地区东南部降水偏少,气候变干,其它西风区和高原区的大部分地区因中纬度西风带系统变化的影响,降水增加,气候由干转湿。夏季北极涛动和东亚夏季风与西北地区夏季降水和干湿指数的年际相关都表明,西北地区各区域干湿变化趋势的不一致性与大气环流调整的连贯性之间具有必然联系,而且与中国东部的北干南涝相联系。

(4) 无论是夏季 AO 指数还是东亚夏季风指数与西北地区夏季降水和干湿指数的在年际和年代际时间尺度上都具有一致的相关性，但年代际相关明显高于年际相关，特别是与干湿指数的相关关系更加显著，引入干湿指数来研究西北干湿气候转型是必要的，也是可行的。

#### [参考文献]

[1] 秦大河. 中国西部环境演变评估：中国西部环境演变评估综合报告. 北京：科学出版社，2002，2-10.

[2] 董安祥，王鹏祥，林彬. 中国气象灾害大典. 甘肃卷. 北京：气象出版社，2005，76-82.

[3] 王鹏祥等. 青海高原近 43 年夏季空中水汽分布及演变特征. 高原气象, 2005, 25 (1), 60-65.

[4] Thompson D W, Wallace J M, Hegerl G C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II :trends. J Climate, 2000, 13(5):1018-1036.

[5] 高由禧等, 1962 年, 东亚季风的若干问题, 北京, 科学出版社, 49~63.

[6] 张广周, 马镜娴, 谢金南, 季风边缘区域气候变化的观测研究, 中国西北干旱气候变化与预测研究, 第一卷, 25~28.

[7] 孙颖, 丁一汇, 1997 年东亚夏季风异常活动在汛期降水中的作用, 应用气象学报, 2002, 13 (3), 227~287.

[8] 谢金南, 周嘉陵, 西北地区中、东部降水趋势的初步分析, 高原气象, 2000 年.

[9] 据建华, 任菊章. 大气环流年代际变化对东亚北部冬季气温异常的影响. 云南大学学报(自然科学版), 2003, 25 (6): 518-524.

[10] 任菊章, 据建华, 赵刚. 亚洲冬季地表温度与北半球海平面气压场的关系. 气候与环境研究, 2003, 8(4):436-442.

[11] 据建华, 任菊章, 吕俊梅. 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增暖的影响. 高原气象, 2004, 23 (4):429-434.

[12] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析. 高原气象, 2002, 21(1): 8-14.

[13] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前



景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24 (3) :219-225.

[14] 丁裕国, 江志红. 气象数据时间序列信号处理[M], 北京: 气象出版社, 1998, 155-160.

[15] Thompson D W, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I : month-to-month variability. J Climate, 2000, 13(5):1000-1016.

[16] 何金海, 宇婧婧, 沈新勇等. 有关东亚季风的形成及其变率的研究, 热带气象学报, 2004, 20(5): 449-459.

[17] 陶诗言, 陈隆勋. 亚洲夏季大陆上空大气环流的结构. 气象学报, 1957, 28(3) :234-247.

[18] 施能, 朱乾根, 吴彬贵, 近 40 年东亚季风与我国夏季大尺度天气气候异常, 大气科学, 1996, 20 (5), 575~583.

[19] 温敏, 何金海, 夏季西太平洋副热带高压脊线的活动特征及其可能机制, 南京气象学院院报, 2002, 25 (3), 289~297.

[20] 何金海等, 南海季风建立期间副热带高压带断裂和东撤及其可能机制, 南京大学学报, 2002, 38 (3), 318~330.

[21] 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系, [J]. 气象学报, 2002, 60 (3:), 164~172.

[22] 祝从文, 何敏, 何金海. 热带环流指数与长江中下游旱涝的年际变化. 南京气象学院院报, 1998, 21 (1): 15~22.

[23] 张存杰, 谢金南, 李栋梁, 东亚季风对西北地区干旱气候的影响, 高原气象, 2002, 21 (2), 193~198.

## 第六章 总结与展望

### 6.1 总结

西北地区是我国天气气候系统的上游,也是我国主要的干旱和半干旱地区,同时又是全球同纬度最干旱的地区之一,研究西北干旱气候变化具有及其重要的科学意义和现实意义。随着全球气候变暖日益显著,施雅风等从降水以及地表径流出发,提出西北气候可能正由暖干向暖湿转型的科学推断,这一推断需要认真和审慎对待。显然降水量与蒸发能力是代表一个地区水分收支情况的两个方面,蒸发作为水循环变化中除降水之外的另一个关键因素,对气候干湿变化起着非常重要的作用,降水偏少可以导致干旱,而蒸发增加同样可以导致干旱,所以,引入蒸发因素来研究西北地区气候干湿转型问题是极其有意义的工作。基于以上考虑,本文分析了在全球变暖大背景下,中国西北地区蒸发量的演变特征,并综合考虑降水和蒸发这两方面水分平衡的情况定义了降水蒸发均一化干湿指数,用干湿指数研究了中国西北地区干湿气候转型特征及其与大气环流调整之间的关系,主要结论如下:

(1) 在全球变暖的大背景下,西北地区气温升高、降水增加,而水面蒸发量除了西北东南部极少部分区域外,其它大部分地区 1974 年开始年蒸发量年际变化呈显著减少趋势,减少突变发生在 1976 年。蒸发作为水分收支平衡的重要分量的减小趋势更加有利于气候由暖干向暖湿度转型。进一步分析发现西北地区蒸发减小该地区地面风速度显著减小之间有密切联系,也与西北地区沙尘暴减少的总体趋势相一致。

(2) 西北地区(简称西北区)年干湿异常特征可以分为西风带气候区,高原气候区和季风气候区三个关键区域,简称西风区,高原区和季风区,整个西北地区及三个分区干湿指数具有明显的震荡周期。一致性异常是西北地区 44 年干湿特征的最主要空间分布模态,而西北部同东南部以及东北部和西南部呈反相变化也是西北地区年干湿特征异常的两个重要模态。

(3) 全年整个西北地区及其西风区、高原区干湿特征呈较为显著的变湿趋势,以西风区的变湿趋势最为显著,高原区次之,都在七十年代中期发生干湿突变现象。而西北地区东南部位于季风影响边缘的区域干湿特征呈变干趋势,但这种趋势表现较弱。对春、夏、秋、冬四季而言,整个西北地区及各分区总体具有干湿突变现象,但存在着明显的地区性和季节性差异。

(4) 西北地区气候干湿突变以及各区域干湿变化趋势的不一致性是复杂下垫面条件下不同纬度大气环流调整的结果,并与中国的北干南涝相联系,研究西北地

区干湿气候转型机理问题有必要把高、中、低纬度的系统联系起来作整体分析。夏季 AO 与东亚夏季风显著反相关，在 70 年代中期，二者分别经历了由弱到强和由强到弱的反向突变过程，并与西北地区干湿指数突变相对应。当北极涛动正（负）位相越强时，东亚夏季风一般偏弱（强），西北地区东南部降水减少（增加），气候转干（湿），西风区和高原区降水增加（减少），气候由干（湿）向湿（干）变化。

(5) 降水量与蒸发量是代表一个地区水分平衡情况的两个方面，综合考虑降水和蒸发这两个分量所构造的降水蒸发均一化干湿指数能够比降水更加客观地反映西北气候干湿演变特征，引入干湿指数研究西北地区气候是否在从暖干向暖湿转型是必要的。与单纯的降水因素相比较，西北地区夏季干湿指数在年际和年代际时间尺度上与夏季 AO 和东亚夏季风都具有一致的相关性，但年代际相关明显高于年际相关，特别是与干湿指数的相关关系更加显著，说明了引入干湿指数的有效性和可行性。

## 6.2 展望

(1) 本文仅是通过降水与蒸发标准化距平差构造的干湿指数初步分析研究了西北地区干旱气候转型的年际和季节特征，并以 70 年代中后期的突变为重点探讨机理，尚未对典型旱涝年份的分布特征进行研究，而对异常年份的特征分析有助于更进一步认识西北干旱的成因，因此在接下来的工作中本人将对这一部分内容进行研究。

(2) 影响西北地区干湿气候变化的原因有很多，除北极涛动、东亚季风之外，印度季风环流、太平洋海温、青藏高原大地形及冰川积雪等也是重要因素，都有待于进一步探讨。

(3) 模式对于研究成因有重要的作用，因此在未来的研究中本人打算气候模式探讨北极涛动及东亚夏季风与西北地区气候干湿转型的机理。

## 论文发表情况

攻读硕士期间，本人以南京信息工程大学为第一完成单位发表论文两篇：

[1]王鹏祥等.沙尘暴天气监测预警服务业务系统设计思路及其实现.甘肃气象, 2003, 21 (2), 7-8.

[2]王鹏祥等.青海高原近 43 年夏季空中水汽分布及演变特征.高原气象, 2005, 25 (1), 60-65.

## 获奖情况

2005 年，本人作为主要完成人获得甘肃省科学技术进步二等和三等奖各一项：

2005-2-039 中国气象灾害大典.甘肃卷 二等奖

2005-3-081 西北干旱区沙尘暴预警、服务系统研究 三等奖

## 致 谢

本文是在导师何金海教授的悉心指导下完成的。本科毕业十六年后，再次师从著名的气象学家何金海教授是我一生中无比的荣幸。何老师学识渊博、治学严谨，使学生在学业上终身受益。导师更以高尚的人格、豁达的胸襟和正直的为人给学生以人生的榜样。借此，真诚地感谢何老师的精心指导和培养！

感谢学院牛生杰教授、朱伟军教授、郑有飞教授、郭品文教授、江志红教授、闵锦忠副教授、王咏青副教授等给予的关心和鼓励。感谢研究生部各位老师在各方面给予的关照！

在论文完成过程中，甘肃省气象局副局长、中国气象局兰州干旱研究所所长张强研究员和中科院兰州寒区旱区环境与工程研究所的李栋梁研究员给予了许多指导，杨金虎、孙兰东、黄玉霞、王宝鉴、陆登荣、王冀、邓伟涛等同事和同学提供了多方帮助和支持，也为一起度过的快乐岁月而欣慰！还有许多帮助和鼓励我的朋友，无法一一列举，在此向他们表示诚挚的谢意！

另外特别感谢甘肃省气象局局长宋连春研究员以及在他营造下的干事创业环境，是他的鼓励和支持，使我得以在繁重的工作下完成学业，在此深表谢意！

最后，感谢我的父母，他们对我的厚爱是我精神上永远的支柱。感谢我的妻子程红霞为我所付出的一切，感谢给予我无比欢乐的儿子王博，我所取得的，归属于他们！