

チベット高原の温暖化と気候要素の時間的・空間的変動傾向

西 田 瞬*・川 島 茂 人**

1. はじめに

チベット高原は、ユーラシア大陸中央部に広がる世界最大の高原である。ヒマラヤ山脈をはじめとする高い山々に周囲を囲まれ、平均海拔高度は4000mを超えるため、「世界の屋根」と呼ばれている。長江や黄河等の大河の源流地域になっているとともに、永久凍土や氷河、湖といった形で多くの水を保持している。これらの特徴ゆえに、チベット高原は、独特な気候を持つだけでなく、周辺地域の気候や、地球規模の物質・エネルギー循環において、大きな役割を有している。

近年、地球規模の温暖化について多くの研究が行われているが、その中でも、チベット高原は、温暖化の影響を大きく受けやすい地域のひとつとして「第3の極」とも呼ばれ、注目されている。チベットの温暖化傾向は、周囲の地域に比べて大きいと考えられており、実際に、温暖化の影響は、氷河の後退や植生の変化として目に見える形で現れている。そのため、チベット高原は、温暖化とその影響をいち早く検出するために適していると考えられる。

我々のグループは、「チベット高原を利用した温暖化の早期検出と早期予測」という視点から、チベット高原中央部の当雄 (91°06'E, 30°28'N, 4300m a.s.l.) 周辺において、各種気候要素、植生量、土壤炭素量などの長期モニタリングを実施している。温暖化の進行が明瞭なチベット高原を利用して、温暖化が生態系などの環境に与える影響をいち早く検出し、作用メカニズムの解明を図るとともに、影響の程度を評価予測す

ることが、この研究の目的である。

そこで、チベット高原における温暖化とその環境への影響を、調査観測の結果に基づいて解明するための基礎として、「チベット高原とその周辺地域における温暖化とそれに関連した気候要素の時間的・空間的変動傾向」について扱った最近の研究をレビューし、解説としてまとめることにした。なお、本稿では、実測事実や観測データに基づく研究を中心にレビューする。

2. 研究の特徴と分類

チベット高原の気候変動を研究する際に、まず障害となるのが、観測データの不足である。チベット高原は、標高が高く過酷な環境のため、測候所による気象観測データの存在する地域に限られている。また、存在する観測データも、1950年頃以降のものが多く、長期的な気象観測データが不足している。このような空間的、時間的データの不足を補うために、木の年輪コアや、氷河から採取した氷床コアを用いて、気候変動の推定が行われている。そこで、第3章に、チベットにおける長期的な気候変動の推定を行った研究をまとめた。また、半世紀以上にわたって得られた観測データを用いて、チベットとその周辺地域の気候の経年変化について扱った研究を、第4章にまとめた。

チベット高原は地球規模の大気循環に大きな役割を持つため、その気候変動は、中国を中心としたアジア地域の気候に、明瞭な影響を与える。そこで、チベット高原の気候変動が、周辺地域を介して地球規模の気候に及ぼす影響について検討した研究を第5章にまとめた。また、チベット高原は、標高や緯度のような地理的要素の変化幅が大きく、植生の種類などの変化に富んでいるため、地域による温暖化とその影響の違いを調べる研究が多く行われている。そこで、チベット高原内部もしくは高原の周辺を含む広い地域を対象と

* 京都大学農学研究科。

** 京都大学農学研究科。sig@kais.kyoto-u.ac.jp

—2011年9月13日受領—

—2012年1月16日受理—

して、場所による気候変動の違いを扱った研究を、第6章に整理した。その中で、標高による温暖化傾向の違いに着目した研究について、特に重要であると考へ、第7章としてまとめた。

以上のように、第3章と第4章では、主に時間的な変動から、第5章から第7章では、主に空間的な変動から、チベット高原とその周辺地域における温暖化や気候変動に関する近年の研究をレビューする。

3. 長期の気候変動の推定

3.1 年輪年代学を用いた気候変動の推定

季節変化のある地域に生息する樹木は、1年ごとに年輪を形成し、その幅は周囲の気候に影響される。このような樹木の生長特性を利用すれば、観測データが存在しないような過去の気候変動や、測候所の観測データが不足している地域の気候変動を、長期的に推定することができる。具体的には、木の幹から円筒状にくり抜いたコアを採取し、年輪を数えて年代を特定しながら年輪幅を測定し、最後に樹齢による年輪幅の変化などの影響を取り除くことで、年代と年輪幅を対応させた年輪曲線（年輪年表）を作製する。年輪幅がどの環境因子に強く支配されるかは、樹木の種類や立地によって異なるが、樹木の生長に直接影響する気温や降水量と年輪年表の関係を扱った研究が多い。年輪から長期の気候変動を推定した研究として、以下のものが挙げられる。

チベット北東部の黄河源流域において、西青（Xi-qing）山脈（100°46'E, 34°46'N, 3500-3600m a.s.l.）のイトスギのコアから作製した年輪曲線と、周囲の月最低気温の観測データを比較し、前年の10月から同年の4月にかけての最低気温と年輪曲線の相関が高いことが示された（Gou *et al.* 2007）。この関係を利用して、1577年から2002年の冬季半年間の最低気温が推定され、過去数百年の間に何度か見られた温暖化、寒冷化の中で、1941年以降の温暖化量が圧倒的に大きいことが明らかにされた。また、同じ地域において、ヒノキ科樹木のコアを用いて、過去約600年の年輪曲線が作製された（Li *et al.* 2008）。この資料と周辺の気象観測データや海面温度との比較から、5月から6月のモンスーン降雨は熱帯太平洋の海面温度に強く影響され、木の生長と高い正の相関があること、7月から9月のモンスーン後期の降雨はインド洋の海面温度に強く影響され、翌年の木の生長に影響すること、モンスーン時期の気温は、降水に比べて木の生長への影響

が小さいことなどが示された。この研究で作製した年輪幅データは、同地域で作製された他の年輪幅データとよく一致すること、これらのデータに共通して1400年から1500年付近に生長の少ない時期があり、この時期は世界規模の干ばつがあった時期としてモンスーン影響下にある多くの地域で記録が残っている事実と符合することなどが明らかになった。この地域の年輪幅には、1880年以降に持続的な生長量の増加が見られ、近年の気候変動に伴うチベットでのモンスーン降雨の増加が関係していると考えられた。さらに、Cai *et al.* (2010) は、中国北部に位置する呂梁山脈（111°21'E, 37°46'N, 1740-1900 a.s.l.）のマツから採取したコアの年輪曲線と、5月から7月の気温の相関が高いことを利用し、1836年から2003年の気温データを推定した。解析の結果、1950年以降は徐々に温暖化が進んでいること、1990年以降の温暖化が特に顕著であることが明らかになり、他の観測データとの比較から、この推定値が、中国北部の広い地域の5月から7月の気温変化を代表していることが明らかになった。

以上の研究から、チベット北東部や中国北部における近年の温暖化は、過去500年から600年の中で顕著であり、チベット北東部では、モンスーン降水の増加も起こっていると考えられる。このように、年輪から気候を推定する方法の有効性が示される一方で、紹介した3つの研究において、年輪曲線との相関が見つかったのは、それぞれ異なる気候要素である。チベットでは、モンスーンの影響で夏季に降水量が多く、冬には氷点下の厳しい環境にあるため、樹木の生長は、春から夏に集中しており、この時期の降水や気温との相関が高くなることは理解できる。しかし、Gou *et al.* (2007) の報告では、年輪曲線が、樹木の生長に直接関係の無い冬季の最低気温との相関が高くなっている。この理由として、冬の気温が低いと、翌春の凍土や雪の融解が遅れ、木の生長が妨げられるためであると考察している。このように、樹木の生長がどの季節のどの気候要素と相関が高いかは、定まっておらず、年輪曲線を用いた方法で必要とする気候要素が推定できるとは限らない点が、問題点として考えられる。

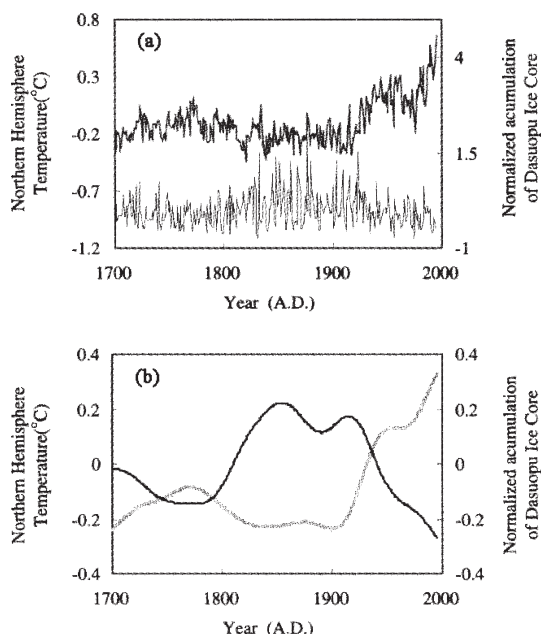
3.2 氷床コアを用いた気候変動の推定

氷河や氷帽は、過去に降り積もった雪を保存しており、そこから掘り出されたコアは、気候に関する様々な情報を、目に見える層や目に見えない成分の形で含んでいる。したがって、この層序をさかのぼって調べていくことで、長期の気候変動の推定が可能になる。

その中でも、酸素の安定同位体である ^{18}O の割合($\delta\text{O}-18$)は、気温変化の指標として、多くの研究で用いられている。これは、酸素の安定同位体の中で ^{18}O の比重が大きく、 ^{16}O より蒸発しにくいいため、海洋から蒸発した水が大陸氷床等の形で陸上に留まる量が多いと、海水中の ^{18}O の割合が大きくなるためである。この同位体割合の変化が、降り積もる雪氷の水にも反映して保存される。

Yao *et al.* (2002) は、中央ヒマラヤの Dasuopu 氷河 (85°43'E, 28°23'N, 5600-7200m a.s.l.) のコアの $\delta\text{O}-18$ およびメタン濃度から、過去2000年の気温と温室効果ガスの関係を調べた。 $\delta\text{O}-18$ から推定した気温変動から、気温は中世初期(830-950年)に1度極大値をとった後に低下し、1850年頃以降に増加を続けていること、メタン濃度変動からは、1850年頃以降メタン濃度が急激に増加しており、Dasuopu 氷河コアのメタン濃度は、南極やグリーンランドのコアのものより15-20%高いことを明らかにした。また、 $\delta\text{O}-18$ とメタン濃度には高い相関があり、チベットのメタン濃度は、極地よりも気温変化との相関が高いことを明らかにした。また、Duan and Yao (2003) は、Dasuopu 氷河コアの $\delta\text{O}-18$ 分析から、積雪蓄積量はヒマラヤ地域におけるモンスーン期の降水量と強い正の相関があることを明らかにした。この相関から、過去300年間にヒマラヤの降水量は、18世紀に減少、19世紀前半に増加、後半に減少、19世紀終わりから20世紀初頭にかけて増加を経て、1920年以降減少傾向が続いていることを示した。また、Dasuopu 氷河コアの蓄積量が、北半球の気温変化と負の相関があり、近年の温暖化とともに減少していることも示した(第1図)。一方、Dasuopu 氷河コアの蓄積量に基づいて、1700年から1995年のモンスーン期の降水量を推定し、周辺地域における近年の降水量とともに解析した結果、ヒマラヤのモンスーン期降水量は1800年代後半にピークを迎えた後は減少傾向にあり、北半球の平均気温の変化と負の相関があること、また1900-1995年には、ヒマラヤ、ネパール、バングラデシュ、北インドのモンスーン期降水量は、チベット高原とインド洋の間の熱的コントラストと高い相関があるが、北部以外のインドの降水量とは相関が無いことが明らかになった(Duan *et al.* 2006)。この結果から、インド洋の温暖化により、海洋からの蒸発量が増えているものの、チベットとインド洋の温度差が減少することでヒマラヤ地域に水分が運ばれにくくなっていると考察した。

チベットと離れた地域の多種のデータを加味して、より長期の気候変動を推定した試みも行われている。Yang *et al.* (2007) は、アラビア海の高成堆積物、オマーン南部と中国南部の鍾乳洞の蓄積量や同位体データを用いて、アジア南西モンスーンの長期変動を推定するとともに、Dasuopu 氷河コアの同位体データと比較することで、過去1000年のヒマラヤの気候とモンスーンの関係を調べた。その結果、ヒマラヤ地域の気温変化は、アジア南西モンスーンの強弱と正の相関があり、1670年以降に見られる温暖化と同時にモンスーンが強まっていることが明らかとなり、ヒマラヤ、チベット付近の気温の状態が亜熱帯収束帯の南北移動に影響を及ぼし、長期的なモンスーンの強弱に影響していると考察された。以上のように、チベットを代表する氷河のコアを用いた研究から、ヒマラヤの気温は1850年代以降上昇傾向にあり、降水はモンスーン変化の影響を受けて1900年付近から減少傾向にあることがわかった。また、温暖化に伴うモンスーンの変化とその仕組みを知るためには、単純な気温だけでなく、大陸と海洋の温度差など、他の要素を考える必要



第1図 中央ヒマラヤの Dasuopu 氷河コアの蓄積量と北半球気温の変化。(a)蓄積量(細線)と北半球気温(太線)、(b)ローパスフィルタ処理後の蓄積量(濃い線)と北半球気温(薄い線)(Duan and Yao 2003)。

があると言える。

チベット高原中央部の長江源流域に位置する Guoqu 氷河 (91°11'E, 33°35'N, 5720m a.s.l.) から採取したコアの分析から、 $\delta O-18$ はこの地域の夏季気温と強い相関があることが明らかとなり、長江源流域の過去70年の夏季気温変化が推定された (Kang *et al.* 2007). 気温推定値の分析から、夏季気温は1940年代から1950年代にかけて上昇し、1960年代半ばまで高い値を保った後1970年代半ばに最低値をとり、その後は上昇を続けていること、1970年代以降の上昇率は、チベット中央部平均や北半球平均より高いこと、気温変化は北大西洋振動 NAO の影響を受けていることなどが明らかになった。また、Guoqu 氷河コアの $\delta O-18$ の分析から、モンスーン期の $\delta O-18$ と非モンスーン期の $\delta O-18$ は、それぞれこの地域の夏季気温と春季気温に相関があることが示された (Zhang *et al.* 2007). この結果を利用して、過去70年の春と夏の気温が推定され、この地域の温暖化傾向は北半球平均より大きく、春季の温暖化傾向の方が夏季の温暖化傾向より大きいことが示された。

チベット北部のココシリ地域 Malan 氷帽 (90°40'E, 35°50'N, 6056m a.s.l.) のコアから得た $\delta O-18$ を用いて、1887年から1998年の気温変化が調べられている (Wang *et al.* 2003). その結果、 $\delta O-18$ はこの地域の夏季気温と相関があり、解析期間全体として気温は上昇傾向にあるが、1970年代後半以降は寒冷化傾向にあることが示された。また、 $\delta O-18$ の変動と北大西洋振動 NAO の間には相関がみられること、チベット北部の気温変化は長期傾向では南部と一致しているものの、数十年単位の変化では負の相関となる場合があることもわかった。同じく、チベット北部の崑崙山脈にある Chongce 氷帽 (81°07'E, 35°14'N, 6530m a.s.l.) のコアの $\delta O-18$ と、ユーラシア大陸の中高緯度地域の対流圏中上層の夏季気温との相関が高いことから、対流圏中上層の夏季気温が推定され、太陽放射との関係が検討された (Wang *et al.* 2010b). その結果、対流圏中上層の夏季気温は、過去1世紀で上昇傾向にあり、その年次変化は太陽放射の変化と相関があるが、太陽放射周期よりも温暖化の影響が支配的になりつつあることを明らかにした。

以上の研究では、チベット高原中央部にある氷河コアの $\delta O-18$ 分析から、近年の温暖化傾向が検出されること、長江源流域の温暖化傾向は北半球平均よりも大きいこと、チベット北部の地域では、長期では温暖化

傾向にあるが、1970年以降に寒冷化傾向が見られる期間があることなどが注目される。

本稿で取り上げた研究内容だけでも、氷床コアから、気温、降水量、メタン濃度など、さまざまな種類の情報が取り出されており、長期の気候変動を推定する手段としての氷床コアの有用性がうかがえる。特に、 $\delta O-18$ は、過去の気温変化を1年単位の変化から長期傾向まで詳細に記録しているため、北大西洋振動や、太陽放射の影響など、さまざまな周期の変化を調べるのにも利用できる。しかしながら、近年加速する温暖化の影響で、チベットやその周辺地域の氷河の衰退が進んでおり、氷床コアを採取できる地域は確実に減少している。今後数十年の間に、チベットにある氷河が大きく衰退するという予測もあり、気候推定に利用できなくなる可能性があることは、大きな問題点である。

4. 気象観測データに基づく気候の変動傾向

4.1 気候要素の変化

測候所における気象観測データなどを分析することで、チベット高原や、チベットを含む地域における、気候要素の時間的変化を調べた研究として、以下のようなものがある。

Liu and Chen (2000) は、チベット高原とその周辺の197か所の測候所で観測された1955–1996年の気温データを分析し、チベットの温暖化が北半球平均に比べて早期 (1950年代半ば) に始まり、その傾向も大きいこと、季節別では、冬季の温暖化が最も大きく、春や夏の温暖化は小さいことなどを明らかにした。さらに、標高による温暖化傾向の違いについても分析しているが、これについては7章で取り上げる。また、チベット高原にある77か所の測候所における、1971–2000年の観測データを用いて、気候要素の変化を調べた結果、チベット全体として気温は上昇傾向、降水量は4月と9月を除いて増加傾向、可能蒸発散量は減少傾向、湿度は9月を除いて増加傾向であることが示された (Wu *et al.* 2007). なお、Wu *et al.* の研究をはじめ、本稿で出てくる可能蒸発散量は、FAO改良ペンマン法によって求められたものである。さらに、チベット南部を東西に流れる主要河川である、Yarlung Zangbo 川 (雅魯藏布江) 流域 (81°09'–97°01'E, 29°09'–31°09'N) に着目し、測候所の観測データをもとに近年の気候変動を分析した研究 (You *et al.* 2007) によって、気温は秋冬を中心に上昇傾向であること、

降水量は1980年代以降、減少傾向から増加傾向に転じており、1961から2005年の期間全体としては僅かに増加傾向であること、可能蒸発散量は冬を中心に緩やかな減少傾向にあり、特に1980年代以降の減少が顕著であることが明らかになった。さらに、チョモランマ周辺地域、チベット全体、中国全体、世界平均との比較結果から、1970年以降のYarlung Zangbo川流域の温暖化傾向は、比較した領域の値より大きいこと、また、降水量の増加や可能蒸発散量の減少傾向もチベット平均より大きいことが示された。特に蒸発散量に着目した研究として、Chen et al. (2006)は、チベット高原とその周辺の101か所の測候所観測値から、1961–2000年の可能蒸発散量の変化を評価して分析した。その結果、可能蒸発散量は減少傾向にあり、その傾向は冬と春に大きいこと、チベットの可能蒸発散量は、一般的に影響が大きいとされる日射量よりも、風速や水蒸気量の影響を強く受けていることを明らかにした。

人工衛星やラジオゾンデのデータを用いた解析として以下の例がある。Oku et al. (2006)は、衛星観測データを用いて、チベット高原における地表面温度の変化を調べた。その結果、地表面温度は、積雪の多い年に低く、地表面温度の日較差は降水量と負の相関があること、1996–2002年の期間では、地表面温度の日最低値が上昇傾向にあるため、日較差は減少傾向にあることを明らかにした。また、植生指数NDVIとの関係から、植生の多い地域で日較差の減少が大きく、植生の少ない地域で日較差が増加していることを明らかにした。Duan and Wu (2008)は、測候所における観測値と衛星観測データから、地表面の熱収支を計算することで、チベット高原の大気加熱要素の変化を調べた。その結果、気温、地温はともに増加傾向、顕熱は減少傾向、潜熱は増加傾向、純放射は減少傾向にあり、総合すると、チベット高原による大気加熱要素は弱まっていると結論した。さらに、風速の低下も同時に起きており、顕熱減少の主な原因になっていると考察している。また、Duan (2007)は、ラジオゾンデの観測値から、中国上空の対流圏上部および成層圏下部(UTLS)と、対流圏中部および下部(MLT)の気温変化を調べた。その結果、晩冬(2月)を中心にUTLSは寒冷化傾向、MLTは温暖化傾向にあり、それに伴い、UTLSでは気圧の低下と風速の上昇、MLTでは気圧の上昇と風速の低下が起こっていることを明らかにした。また、気温と同時にUTLS

のオゾン量が減少していることを明らかにし、オゾンの減少と温室効果ガスの影響が、気温変化に重要な役割を果たしていると考えた。

以上のように、気象観測データの分析から、チベット高原では、気温は明瞭な上昇傾向にあるのに対し、降水量は増加傾向にはあるものの、その傾向は地域や期間によって一定ではなく、可能蒸発散量は減少傾向であると考えられる。降水量については、5章以降で空間的な変動特性の面から考察する。

4.2 雪氷などへの影響

気候要素の経年変化が、チベット高原を中心とした地域の積雪量、永久凍土、氷河などの雪氷現象に及ぼす影響について調べた研究として、以下のものがあげられる。

人工衛星のマイクロ波放射計による中国西部の積雪量評価値を用いた研究(Qin et al. 2006)から、チベット高原の積雪は高山地域に集中しており、中国北西部に比べて長い積雪期間、早期の積雪量ピーク、遅い融解時期などが特徴であることが示された。さらに、積雪量と気候要素の相関解析から、中国西部の積雪量はこの時期の気温と負の相関、降水量と正の相関があり、年変動の半分から3分の2が、気温と降水の線形回帰で説明できること、長期傾向では、積雪量は増加傾向とともに年変動幅が大きくなっており、気温、降水も増加傾向にあることが明らかになった。

チベット高原北部のXidatan (94°11'E, 35°43'N, 4480m a.s.l.)において、地中レーダー探査で永久凍土の下限高度が2002年に調査され、1975年に同地域で行われた測定結果と比較された(Wu et al. 2005)。その結果、流水による浸食が進んでいることや、前回の観測で見られた凍土層が見られなくなっていることなどが見いだされるとともに、この地域の永久凍土の最低高度が、1975年に比べて25m上昇し、面積で12%減少していること、永久凍土の縮小には気温上昇が主に関係していることが明らかになった。同様に、ヒマラヤのKhumbu山群にある永久凍土(86°48'-50'E, 27°53'-60'N, 4900-8848m a.s.l.)の下限高度を調査した研究(Fukui et al. 2007)から、標高に対する地温の変化率が大きく変わる高度が5000–5500mに存在し、永久凍土下限高度が確認できることが示されるとともに、2004年における永久凍土の下限高度は、1973年に比べて100–300m上昇しており、この上昇量はチベット高原での上昇量よりも大きいことが明らかになった。

雲南省北西部に位置するサイト (98°46′-99°13′E, 28°15′-28°28′N) 内の Baima 雪山の森林限界と、Khawa Karpo 山の氷河の変化を、写真撮影と現地測定によって調べた研究 (Baker and Moseley 2007) から、森林限界は1923-2003年の間に標高で67m、距離で270m上昇していること、氷河は1913年の写真と比較して、舌状の先端部を中心に後退しており、測定の結果1998-2004年の間に距離で190m後退し、その速度は増加傾向にあることを明らかにした。同様な研究として、Nam 湖流域 (89°21′-91°23′E, 29°56′-31°07′N, 4718m a.s.l.) の氷河と湖水面積の変化を、衛星画像データの分析によって調べた結果、Nam 湖の面積が増加し、氷河の面積が減少していることが明らかになった (Wu and Zhu 2008)。また、周囲の測候所の観測値を分析した結果、氷河の後退は主に気温の上昇が原因であり、夏季の融解量の増加だけでなく、冬季に氷河が蓄積される期間が減少した影響が大きいこと、また、湖水面積の増加は、氷河の融解に加えて、降水量の増加や蒸発散量の減少の影響があることが示された。

以上の研究結果から、積雪量が増加していること、永久凍土や氷河が縮小傾向にあること、氷河の融解などが原因で湖水面積が拡大していることなどが分かった。積雪量の増加は、春から夏にかけて雪が融解する時期に、潜熱として消費される熱が増加することを意味しており、この時期におけるチベット高原の大気加熱要素の減少要因の1つと考えられる。また、氷河や凍土の融解、積雪の増加、湖の拡大は、洪水など自然災害の頻度や水資源の季節配分に影響し、森林限界の変化は、放牧など現地の人々の生活へ影響を及ぼすと考えられる。

5. 地球規模の循環との関係

チベット高原およびヒマラヤ山脈は、その高さによって、大気循環、水循環において大きな役割を果たしている。Xu *et al.* (2008a) は、チベットと周囲の地域の水蒸気循環を分析し、地球規模の水循環において、チベット高原が持つ“World water tower”としての役割とその変化について検討している。チベットには、低緯度の海洋から運ばれた大量の水蒸気が存在し、氷河や湖の形でも大量の水を有していることから、チベットは世界の貯水タンクとしての働きを持っているとしている。また、チベット高原への強い放射加熱によって、対流が強まり降水がもたらされること

でチベットに持続的な水の補給が行われること、近年の温暖化により、大気循環によるチベットへの水分の供給は増加傾向にあり、大気中の水蒸気量や降水が増えていることを示した。

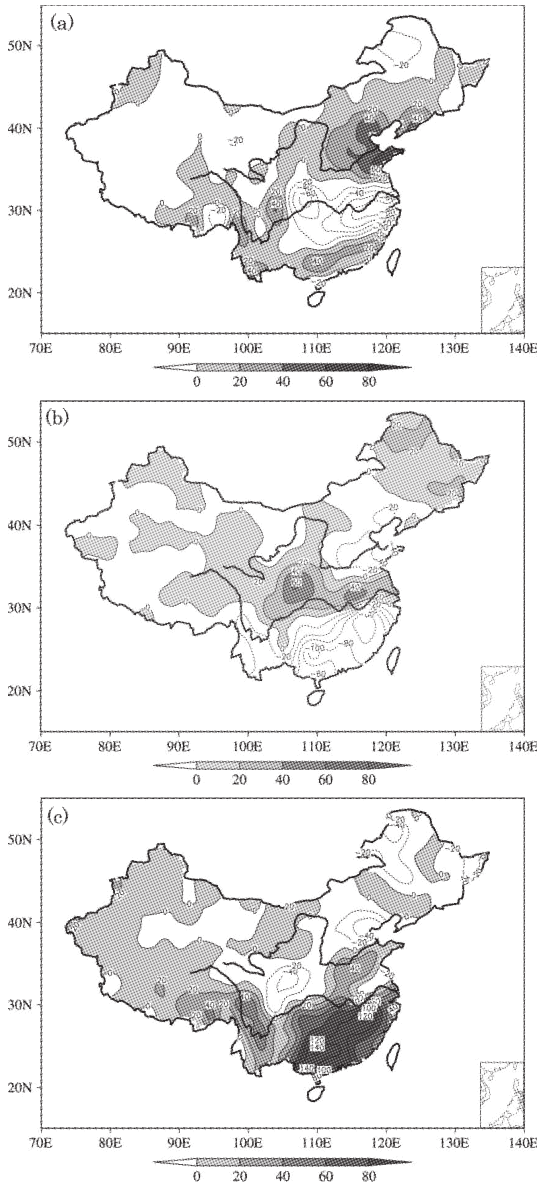
大気循環のなかでチベット高原が大きな役割を發揮する現象の1つにモンスーンがある。春から夏にかけて、チベット高原は上空の大気を強く温め、南インド洋から大陸に向かう湿った空気の流れであるモンスーン気流を強める。この気流がヒマラヤ山脈にぶつかり、東へそれることで、中国や日本での梅雨の降雨が始まる。したがって、チベットの気候変動は、モンスーンに変化をもたらす、周辺地域の降雨に影響を及ぼす。そこで、中国を中心とした東アジア地域の降水変化や、チベット・ヒマラヤの気候変動を分析し、近年のモンスーン降雨の変化を調べている研究例をいくつか挙げる。

Gao *et al.* (2005) は、チベット高原の測候所における1980-1999年の凍土融解データと、大気循環再解析データを用いて、チベットの凍土融解が中国の夏季降雨に及ぼす影響を調べた。その結果、チベットにおける凍土の融解時期が早まっていること、中国南部で降水が増加しており、長江の中下流域で降水が減少していることを明らかにした。大気循環の分析から、凍土の融解が早まると、チベットの大気加熱要因と上昇気流が弱まり、その影響で、南アジア高気圧は弱まり、西太平洋亜熱帯高気圧は弱まって普段より南方に移動し、その結果、中国内の地域による降水の変化が起こると考察している。Immerzeel (2008) は、ヒマラヤ東部の Brahmaputra 河流域をチベット高原、ヒマラヤ山脈、氾濫原の3地域に分け、1901-2002年の気象のデータセットを用いて、気候変動とその水循環への影響を調べた。その結果、気温はチベットを中心に上昇傾向にあり、降水は全体での傾向は見られないが、モンスーンの強弱の影響が大きいこと、夏季モンスーン降雨は、エルニーニョや南方振動の影響は小さいが、チベット-氾濫原間の気温差と強い負の相関があることを明らかにした。また、GCMシミュレーションの結果に基づき、21世紀もこの地域では、気温、降雨ともに増加していくと予測している。Ding *et al.* (2008) は、中国の740か所の測候所における1951-2004年の降水量データ、一部の測候所における100年を超える降水量データを用いて、長期の降水量変動と、アジア夏季モンスーンの衰退について調べた。その結果、中国の降水量は主に80年単位の変動に

支配されており、12, 20, 30–40年周期の変動も重要な役割を果たしていること、過去50年間で中国における降水量変化傾向は、北部・中部・南部の順に、増加・減少・増加であったのが、南部への急速な降水の移動によって、北部では減少傾向、南部では増加傾向という、2極化したトレンドを示すようになったことを明らかにした。夏季降雨の分布が南寄りに変化して

ゆく様子を、第2図に示す。風速や水分移動の分析結果から、アジア夏季モンスーンが弱まり、モンスーンによる北への水分移動や対流が弱まったことが、北部の降水量減少の原因であること、中高緯度地域の対流圏上部の寒冷化および低緯度地域の温暖化が偏東風ジェット気流の弱体化につながり、モンスーン衰退の原因になっていると考察した。さらに、Ding *et al.* (2009) は、チベット高原にある測候所と衛星観測の降雪データを用いて、チベットの降雪量変化がアジア夏季モンスーンの変化に及ぼす影響を調べた。その結果、チベットにおける降雪日数、降雪量、積雪面積はどれも増加傾向にあり、これにより大気加熱が弱まっていることを明らかにした。熱帯の海面温度や、熱帯太平洋およびインド洋の大気が昇温しており、これとチベットの大気加熱の減少によって、陸海の熱コントラストが弱まったことが、モンスーン衰退の原因になっていると考察した。Zhao *et al.* (2010) は、中国の測候所の雨量観測値と、再解析の降水量データを用いて、中国における降雨継続日数と、地球規模循環との関係を調べた。その結果、気温が比較的良かった1960–1970年代を寒冷期、気温が高かった1980–1990年代を温暖期とすると、温暖期には中国南部で降雨が早く始まり長く持続し、北部では始まるのが遅く持続日数も少ないこと、寒冷期には南部と北部の特徴が逆転することを明らかにした。大気循環の分析から、温暖期に南部で雨季が早く始まるのは、春季に北太平洋西部の亜熱帯高気圧が西へ動き、チベット東部の低気圧が強まることが原因であり、南部で雨季が遅くまで続き、北部で早く終わるのは、夏季に亜熱帯高気圧が西に伸び、チベット東部付近の上昇気流が弱まることの原因であると考察した。また、チベットの積雪量の増加によって春と夏のチベット上空の大気が寒冷化傾向にあること、熱帯インド洋と北大西洋の西部が温暖化傾向にあることから、東アジアとその周辺の陸海の熱コントラストが小さくなっていることを明らかにし、このことと、夏季に東アジアの低気圧が弱まっていることが原因で、東アジアの夏季モンスーンの衰退と梅雨前線の南下が引き起こされ、上記のような中国南北の降水特性に変化が起こったと推察した。

上記の結果をまとめると、地球温暖化に伴うチベット高原での積雪量の増加等によって、チベット高原の大気加熱作用が弱まり、一方、熱帯の海洋では温暖化が進んでいるため、東アジア地域の陸海の熱コントラストが減少してモンスーンが弱くなり、その結果、北



第2図 中国の夏季降水量分布の変化 (mm).
(a) 1951–1978年, (b) 1979–1992年,
(c) 1993–2004年 (Ding *et al.* 2008).

に向かう大気や水分の流れが弱まり、中国南部に降水量の増加、北部に降水量の減少をもたらしていると考えられる。チベット高原において積雪量が増加していること、および大気加熱要因が弱まっていることは、4章でまとめた経年変化からも明らかになっていることから、チベットの近年の気候変動は、主にモンスーンの変化として、地球規模の循環に大きな影響を及ぼしていると言える。

6. 地域による気候変動の違い

6.1 地域による気候要素の変動

この章では、温暖化とそれに伴う気候要素の変動について、地域による違いを検討している研究を取り上げる。まず、チベット高原を含む中国全体を対象にした研究についてまとめる。降水量変動の地域間差については5章でまとめたため、ここでは気温変動の地域間差を中心に述べる。

中国国内160か所の測候所での1951–1999年の気温観測値をもとに、その長期変動の地域的な違いが調べられた (Sha *et al.* 2002)。その結果、地域や季節によって、温暖化の程度にかなり違いがあること、中国全域で温暖化の傾向があるものの、南方の一部で寒冷化地域が見られること、季節的には冬季に温暖化の傾向があり夏季に寒冷化の傾向が見られることなどが分かった。また、1980年代に比べて1990年代の温暖化が大きく、寒冷化していた地域の縮小と温暖化地域の拡大が見られること、有効積算温度から見た気候帯の一部が北方向へ移動していることを明らかにした。Lu *et al.* (2004) は、中国における1901–2000年の気温の再解析グリッドデータを用いて、緯度や経度による温暖化の違いを調べた。その結果、北緯35度以南では1920年代に急激な温暖化が起こり、北緯35度以北では大きく遅れて1970年代に急激な温暖化が起こっていること、北緯35度から離れるほど温暖化が早まるとともに温暖化量が大きくなることを示した。また、中国西部では、チベット高原が南北の空気の流れを遮る働きをしているため、中国南西部の温暖化が遅く、中国北西部の温暖化が早くなっていることを指摘した。各経度断面における、温暖化傾向の変化点と緯度との関係では、北緯35度を境に時期の違う2種類の温暖化が起こっていると考察した。同様な研究として、Wang *et al.* (2010a) は、中国国内536か所の測候所における1961–2004年の気温値をもとに、明瞭な温暖化に転じた温暖化の変化点が現れる時期が、地域によってどの

ように違うかについて調べた。その結果、中国全体では1984年に変化点が存在すること、北部の方が、チベットを含む南部に比べて変化点が早期であること、北部や東部の温暖化傾向は、南部や中央部に比べて大きいことを明らかにした。

Lu *et al.* (2004) と Wang *et al.* (2010a) の結果を比較すると、急激な温暖化が起こった時期に関して、一見異なる結果が出ているように見える。しかし、2つの研究で対象とする期間が異なることを考慮すると、Wang らの結果は、主に Lu らの言う2度目の温暖化を対象としていると思われ、両者の結果はほぼ一致していると考えられる。このように、温暖化傾向の変化点は、温暖化傾向をみる期間や、見方によって解釈が変わる可能性があり、温暖化傾向が変化している明瞭な特徴が見つからない場合は、温暖化傾向の変化点を特定するのは難しい。以上を踏まえて要点をまとめると、過去40–50年の間に、中国では北部を中心に温暖化傾向が増していること、南部ではそれ以前から温暖化が始まっていた可能性があるが、近年の温暖化傾向の増大は、北部に比べて小さいことなどが言える。また、チベット高原は、気温変動の地域間差においても、周辺地域に影響を及ぼしていることは、留意すべき点である。

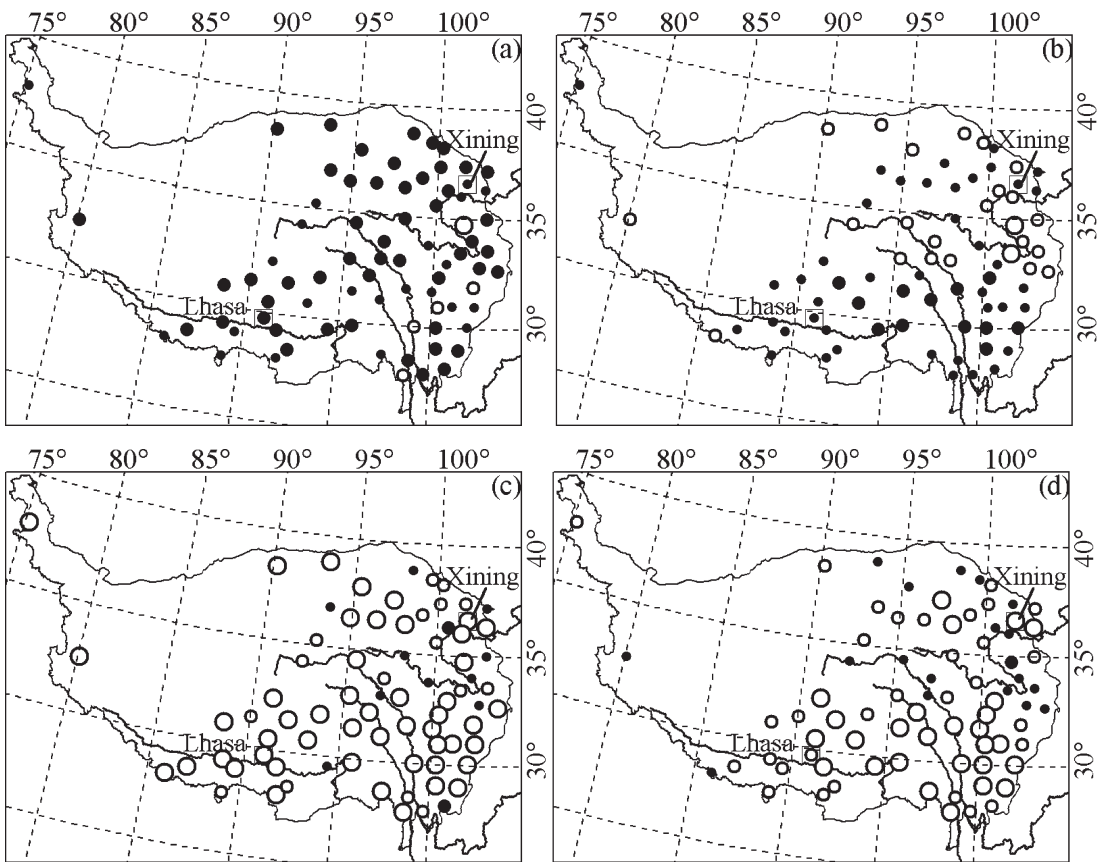
次に、中国において、気温以外の気候要素の変動について、地域による違いを調べた研究として、以下のようなものがある。Sun *et al.* (2010) は、中国における39年間の大雪（日降水量5 mm以上の降雪）の発生頻度の変化を測候所の観測値から調べた。その結果、大雪の発生頻度は、新疆北部とチベット高原東部で長期的な増加傾向が見られ、中国東部で長期的な減少傾向が見られた。大雪発生頻度の高い時期が、中国東部では冬に見られ、新疆北部と中国北東部では冬の初めと春に見られ、チベット高原東部では春と秋に見られた。Jiang *et al.* (2010) は、中国の測候所における1956–2004年の風速観測値を用いて、風速の長期変動を調べた。その結果、中国全体として風速は減少傾向にあるが、チベット高原南東部、および雲南省から広西チワン族自治区にかけての地域では、わずかに増加傾向が見られること、風速が減少しているのは平均風速が強い地域、増加しているのは平均風速が弱い地域であることを明らかにした。また、風速の強い日の日数が減少傾向にある一方で、無風日も減少しており、弱い風のある日が増えていることを示した。大雪頻度が増加している地域のひとつにチベットが含まれ

ることは、4章と5章で述べた降雪の増加傾向と一致しており、中国全体としての風速の減少傾向についても、4章と5章でまとめた内容と符合する。

ここまでは、中国全体で、地域による気候変動の違いを見てきたが、以降では、チベット高原やその周辺を対象とし、場所による気候変動の違いを扱った研究をまとめる。

Wu *et al.* (2007) は、4章で述べたように、測候所の観測データから、チベット高原全体で、気温の上昇、降水の増加、可能蒸発散量の減少などを明らかにしたが、同時に、地域による特徴として、チベット高原南部において温暖化と降水量の増加が特に大きいこと、大河川源流地域および高原北東部において降水の減少や可能蒸発散量の増加による乾燥化が進んでいることを明らかにした。地域による、気温、降水、可能

蒸発散量、乾燥指数（降水量に対する可能蒸発散量の割合）の変動傾向を、第3図に示す。同様な研究として、Liu *et al.* (2008) は、チベット高原の32か所の測候所での、1971–2005年の観測値を分析し、温暖化傾向が東から西に行くほど強くなること、降水量は南部の一部地域で減少傾向、北部で増加傾向にあることを明らかにした。気温と降水量の変動傾向の分布を、第4図に示す。また、この結果に基づいて、気候変動が水資源や自然災害の規模や頻度に及ぼす影響について考察した。一方、Ke *et al.* (2009) は、青海省地域の測候所における1957–2007年の積雪量データを用いて、降雪量の長期変動を調べた。その結果、1月に着目すると、ほとんどの地域で降雪量の増加が見られ、特に北部の山岳地域および南東部で増加傾向が大きいことがわかった。また、年平均では、北部の山岳地域



● increasing ○ decreasing ● increasing significantly ○ decreasing significantly

第3図 チベット高原における1971–2000年の期間の変動傾向。(a)気温、(b)降水量、(c)可能蒸発散量、(d)乾燥指数 (Wu *et al.* 2007)。

で増加傾向、北東部の山岳地域で減少傾向にあり、青海省全体では減少傾向の方が支配的であることが明らかになった。1月における降雪量の増加は、温暖化条件下でも気温は氷点下であるため、降水量増加が降雪量増加に結びつくが、他の月に見られた減少傾向は、温暖化による降雪の降雨化が原因であると考察している。

第3図と第4図を比較すると、チベット高原の気温変動については、地域による違いがあるものの、ほとんどの地域で増加していることが分かる。一方、降水量の変動については、チベット高原内だけでも、増加傾向と減少傾向が地域によって違っている。Wu *et al.* (2007) と Liu *et al.* (2008) の結果をまとめると、降水量は増加している地域が多いものの、高原南端部、および高原北東部の青海省では、減少傾向にある地域が多いと言える。これらの傾向は、3章でまとめた年輪、氷床コアを用いた研究結果において、中央ヒマラヤで降水量が近年減少傾向にあるとすることや、黄河源流域で降水量が増加傾向にあるとすることと符合する。Ke *et al.* (2009) の結果から、青海海域では、冬季に降雪の形で降水量の増加があることがわかる。

チベット高原を対象とした研究結果を見るときに注意しなければいけない点として、測候所の偏在と、研究対象地域の違いがある。第3図や第4図から分かるように、チベット高原西部には、測候所が数か所しかないため、東西の気候変動の差を正確に分析するのが

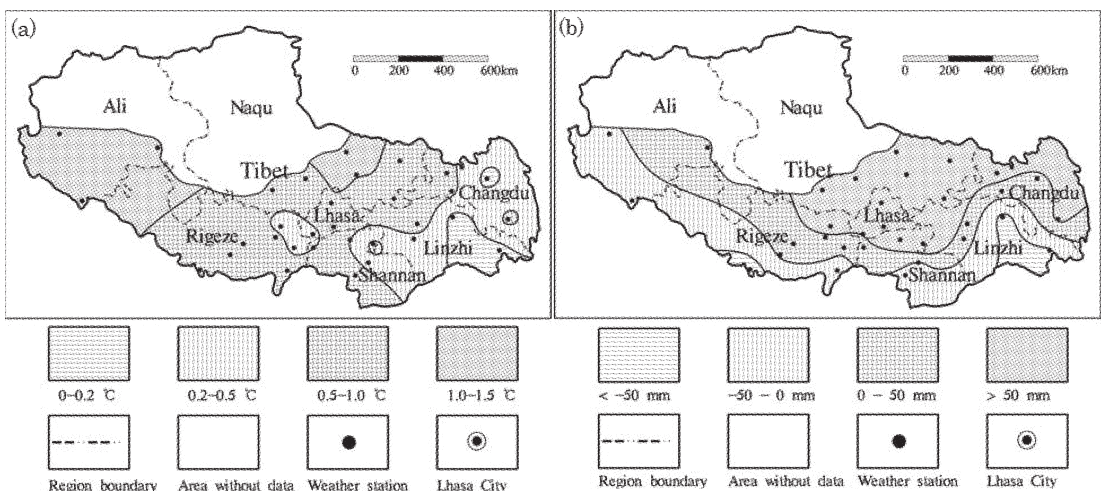
難しい場合もある。また、同じチベット高原でも研究対象としている領域が異なることも多く、北部や南部の意味が異なることもあることに留意しなければならない。

6.2 気候変動が河川流出量や植生に及ぼす影響

気候変動は河川流出量や植生に影響を及ぼす。ここでは、それらが地域によってどのように異なるかについて扱った研究を取り上げる。

Cao *et al.* (2006) は、チベット高原からの河川流出量変動を調べるため、5つの大河川 (Tongtian 河, 黄河, Lancang 河, Yalong 河, Yarlung Zangbo 河) 流域における1956–2000年の流出量と気象値を分析した。その結果、全般的に河川流出量は減少傾向にあること、Tongtian 河と黄河では明らかな減少傾向、Lancang 河では、長期では増加傾向、近年(20年)では減少傾向にあり、Yarlung Zangbo 河では逆に長期で減少傾向、近年で増加傾向にあり、Yalong 河では増加傾向にあることが分かった。また、季節変化では黄河上流域を中心に春の流出量増加が大きいこと、気温変動との相関は見られないことを明らかにした。

植生量の変動を扱った研究として、Zhou *et al.* (2007) は、植生指数 NDVI のデータを用い、チベット高原における1982–2002年の植生量の分布とその変動を調べた。その結果、チベット高原南東部で植生量が多く、北西部で少ないこと、チベットの植生量は調査期間内で増加傾向にあり、西部、南部、北部、南東部



第4図 チベットにおける2000–2005年平均と1971–2000年平均との差。(a)気温、(b)降水 (Liu *et al.* 2008)。

で特に増加傾向が大きいことを明らかにした。また、気温、降水との相関分析から、東部と西部の植生量変動は主に気温の影響を受けており、中央部の植生量変動は気温、降水の両方の影響を受けていることを示した。同様に、Xu and Liu (2007) は、同期間のNDVIデータを用いて、チベットの植生が最も生長する時期である5-6月のNDVIを中心に、温暖化の影響を調べた。その結果、5-6月のNDVIは1年の中で最も気温との相関が高く、特に4-5月の気温との相関が高いこと、地域別では、南部のヒマラヤ山脈に隣接する地域で温暖化と植生量増加の関係が明瞭であること、また、森林よりも、低木地や牧草地の方が、温暖化により植生量変動が説明できることを明らかにした。Xu *et al.* (2008b) は、葉面積指数LAIを用いて、チベット高原における1982-2000年の植生量の変化を調べた。その結果、植生量は南部を中心に増加傾向にあること、また、気候要素との相関分析から、植生量の年次変動は主に降水量に支配されており、気温変化は、南北での植生量変動の違いに関係していることを明らかにした。降水と気温がこのような働きをする理由として、もともと水分が十分な南部においては、気温の上昇は植物の生長を促進するのに対し、水分が十分でない北部においては、気温の上昇は水分が減少する原因になってしまい、植生量の増加にはつながらないためであると考察している。

以上の研究から、チベット高原からの河川流出量は全般的に減少傾向にあるが、河川によって傾向が異なること、チベット高原の植生量は南部で増加、次いで北部と西部で増加が大きく、中央部で植生量変動が少ないこと、年間の降水条件と植生種類が、植生量変動の大きさを左右する要因であることなどが要約される。

7. 標高による温暖化の違い

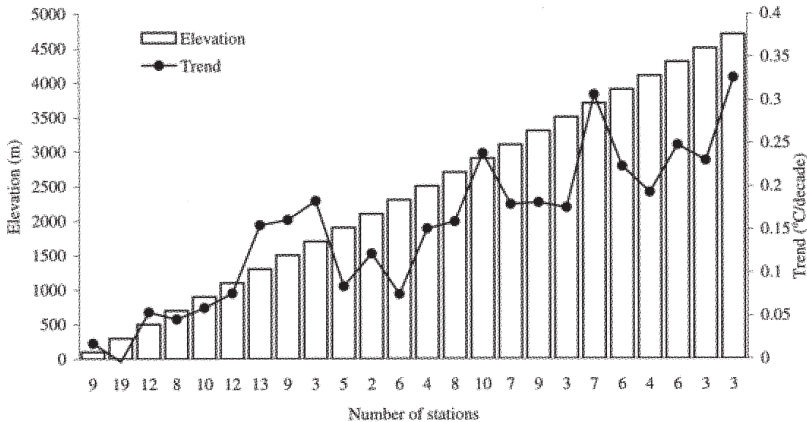
「チベット高原を利用して温暖化が環境に与える影響を早期検出する」ための研究課題を遂行する上で、最初に注目すべき問題は、チベットのような標高の高い地域ほど、温暖化傾向が本当に大きいのか、また、そのメカニズムはどういうものなのかという点である。これに関連して、Pepin and Lundquist (2008) は、標高500-4700mに位置する世界中の1,084か所の測候所の気温観測値を用いて、標高による温暖化の違いが生じる原因を調べた。その結果、年平均気温が0°C付近の地域では、スノーアルベドフィードバック

により、温暖化の傾向が大きいこと、また、山頂や山地斜面の測候所での温暖化傾向は、場所によるばらつきが小さく、逆に、山峡や平地の温暖化傾向は、測候所の立地や周囲の微気象の影響が大きいため、ばらつきが大きいことを明らかにした。ここで、スノーアルベドフィードバックとは、日射量の反射率を表すアルベドは、凍土や雪面の方が土壌面に比べて高いため、気温が上がり雪の融解などが起こると、地表面のアルベドが下がり、太陽光の吸収量が増えることで、さらなる融解と気温上昇が起こること、あるいはその逆の連鎖作用のことである。

上記の結果から、世界全体で見ると、標高が高いほど温暖化傾向が大きいとは断言できないが、山頂や山地斜面の高標高地域は、スノーアルベドフィードバックの効果が起こりやすく、地形による微気象の影響を受けにくいこと、低標高地域に比べて温暖化傾向を明瞭に示しやすいと考えられる。それでは、チベット高原はどうであろうか。チベット高原とその周辺地域を対象として、温暖化傾向と標高の関係を扱った研究として、以下のようなものがある。

Liu and Chen (2000) は、4章で述べたように、チベットの温暖化傾向を明らかにしているが、同時に、気温データを測候所の標高で分けて分析することで、標高による温暖化傾向の違いを調べている。その結果、標高が高くなるにつれて温暖化傾向が大きくなっていることを示した。測候所の標高と気温変動傾向の関係を、第5図に示す。同様な研究として、Liu *et al.* (2009) は、チベット東部を中心とした116か所の測候所における1961-2006年の気温観測値を用いて、年や月の最低気温の傾向を調べ、標高が高い所ほど温暖化傾向が大きいことを明らかにした。また、温暖化傾向が標高に關係する理由として、上記のスノーアルベドフィードバックをはじめとするフィードバック作用が働いていると考察している。一方、Lu *et al.* (2010) は、中国西部のチベット高原とその周辺地域にある140か所の測候所での1960-2005年の気温観測値を用いて、標高による温暖化傾向の違いを調べた。その結果、標高が高い地域ほど温暖化が始まるのが遅く、標高とともに温暖化傾向が僅かずつではあるが小さくなることを示した。

Lu *et al.* (2010) の結果は、他の研究結果と一致していない。この大きな原因としては、対象地域が異なることが考えられる。Liu and Chen (2000) および、Liu *et al.* (2009) の研究では、主にチベット高



第5図 チベット高原とその周辺の測候所の標高と、1961–1990年の期間の年平均気温の変動傾向。横軸下の数字は、その標高に位置する測候所の数を示す (Liu and Chen 2000)。

原内における、標高と温暖化の関係を分析しているのに対して、Lu *et al.* (2010) はチベット高原とその周辺の比較的広い地域を対象としており、標高の高いチベット高原と周辺の低標高地域とを比較する形になっている。したがって、チベット高原内においては、標高が高いほど温暖化が大きいという傾向があっても、周辺地域と合わせてみると、温暖化の傾向が変わってしまう可能性がある。また、Pepin and Lundquist (2008) の結果を考慮すると、チベット高原において標高と温暖化傾向の関係が明瞭な理由としては、スノーアルベドフィードバック作用によって温暖化が加速しているに加えて、チベット高原では都市化が進んでいない地域が多いため、測候所周囲の人為的な環境変化の影響のようなノイズが少ないことが考えられる。しかし、Lu *et al.* (2010) の結果において、チベット高原の温暖化量は、周囲との差がほとんどなく、むしろ周囲に比べて小さいという点については、以上の理由からは説明がつかない。チベット高原は、温暖化が大きい地域と言われているが、チベット高原内のすべての地域において、あるいは、すべての期間や季節で、温暖化傾向が大きいわけではないと考えられる。

8. まとめ

本稿では、チベット高原を利用した温暖化の早期検出と早期予測を目指した研究を行う基礎として、チベット高原やチベットを含む広い地域を対象とした気候変動の傾向とその特徴を、時間スケールと空間ス

ケールの軸を考慮しながら概観してきた。主な研究結果における気温の変動傾向を第1表に、降水量の変動傾向を第2表に示す。総合的なまとめとして、以下のようなことが言える。

(1) 気温は、冬季を中心に近年上昇傾向にあり、上昇量も大きくなっている。また、温暖化傾向の規模や程度は地域によって異なるが、温暖化が強まっているという傾向自体はほとんどの地域で現れている。また、チベ

ット高原は、北半球平均などに比べて温暖化傾向が大きく、温暖化の影響を早期検出するのに適していると言える。

(2) 降水量は、広い地域に共通した変動傾向が見られず、地域による差が大きい。中国全体の傾向としては、南部での降水の増加、北部での降水の減少が見られ、チベット高原内では、冬季の降雪量の増加が見られる。また、チベット高原における積雪量の増加は、春から初夏にかけて上空の大気を暖めるというチベット高原の働きを弱め、大陸海洋間の熱的コントラストを減少させることで、モンスーンを弱める原因になっていると考えられる。したがって、チベット高原の積雪や熱収支の変化は、近年の気候変動によるモンスーン変化の大きな要因であり、モンスーン強度の指標となりうる。

(3) 上記の気候変動に対して、チベット高原の雪氷や植生は敏感に反応している。具体的には、氷河や永久凍土の縮小、湖水面積の増加や河川流出量の変化、植生量の増加および植生限界の上昇などが確認されている。したがって、チベット高原の雪氷や植生の変化から、温暖化が水文環境や生態系に及ぼす影響を、早期に検出、予測することも可能であるとされる。また、氷床コアや年輪のコアを用いた気候推定は、気候変動に対する雪氷や植生の変化を利用しており、年単位の気候変動から、数百年にわたる長期の傾向まで推定することができる手段として有効である。

(4) チベット高原では、標高が高いほど温暖化が大き

第1表 主な研究結果における気温の変動傾向.

著者	本文	対象地域	対象期間	気温変動傾向
Liu and Chen (2000)	4.1 7	チベット高原 (周辺地域含む)	1955-1996	温暖化は北半球平均に比べて早期に始まり、傾向も大きい。季節別では、冬季の温暖化が最も大きく、逆に春や夏の温暖化は小さい。標高が高いほど温暖化傾向が大きい。
Sha <i>et al.</i> (2002)	6.1	中国全土	1951-1999	中国全体で温暖化の傾向があるものの、南方の一部で寒冷化地域が見られる。冬期に温暖化の傾向があり夏期に寒冷化の傾向が見られる。1980年代に比べて、1990年代は温暖化傾向は大きくなり、寒冷化していた地域は減少し温暖化に転じている。
Yao <i>et al.</i> (2002)	3.2	中央ヒマラヤ (Dasuopu氷河)	過去2000年	1850年頃以降温暖化が続いている。
Wang <i>et al.</i> (2003)	3.2	チベット北部 (ココシリ地域, Malan氷帽)	1887-1998	解析期間全体で温暖化傾向にあるが、1970年代後半以降は寒冷化傾向にある。長期傾向ではチベット南部と一致しているが、数十年単位の変化では南部と逆の傾向となる場合がある。
Lu <i>et al.</i> (2004)	6.1	中国全土	1901-2000	北緯35度以南では1920年代に急激な温暖化が起こり、北緯35度以北では1970年代に急激な温暖化が起こっている。それぞれの温暖化は北緯35度から離れるほど早期で、かつ大きい。
Gou <i>et al.</i> (2007)	3.1	チベット北東部 (黄河源流域)	1577-2002	1941年以降の温暖化傾向がチベットの平均を上回っている。
Kang <i>et al.</i> (2007)	3.2	チベット高原中央部 (長江源流域のGuoqu氷河)	過去70年	夏季気温は1940年代から1950年代にかけて上昇、1960年代半ばまで高い値を保った後、1970年代半ばに最低値、その後はチベット全体平均や北半球平均より速いペースで上昇を続けている。気温変化は北大西洋振動NAOの影響を受けている。
Wu <i>et al.</i> (2007)	4.1 6.1	チベット高原	1971-2000	高原全体で温暖化傾向にある。高原南部において温暖化が特に大きい。
Yang <i>et al.</i> (2007)	3.2	中央ヒマラヤ (Dasuopu氷河)	過去1000年	1670年以降上昇傾向にあり、アジア南西モンスーンの強弱と相関がある。
You <i>et al.</i> (2007)	4.1	Yarlung Zangbo川流域	1961-2005	秋冬を中心に増加傾向にある。1970年以降の温暖化傾向はチョモランマ周辺地域、チベット全体、中国全体、世界平均より大きい。
Zhang <i>et al.</i> (2007)	3.2	チベット高原中央部 (長江源流域Guoqu氷河)	過去70年	温暖化傾向は北半球平均より大きく、春季の温暖化傾向の方が夏季の温暖化傾向より大きい。
Immerzeel (2008)	5	Brahmaputra河流域 (ヒマラヤ東部)	1901-2002	チベット高原に含まれる部分を中心に上昇傾向である。
Liu <i>et al.</i> (2008)	6.1	チベット高原	1971-2005	温暖化傾向は東から西に行くほど大きい。
Pepin and Lundquist (2008)	7	世界全体	1948-2002	年平均気温が0℃付近の地域では温暖化の傾向が大きい。山頂や山地斜面の測候所での温暖化傾向のばらつきは小さく、山峽や平地の温暖化傾向のばらつきは大きい。
Liu <i>et al.</i> (2009)	7	チベット高原	1961-2006	標高が高いほど温暖化傾向が大きい。
Cai <i>et al.</i> (2010)	3.1	中国北部 (Luliang山脈)	1836-2003	1950年以降徐々に温暖化が進んでおり、1990年以降の温暖化が特に顕著。
Lu <i>et al.</i> (2010)	7	チベット高原 (周辺地域含む)	1960-2005	標高が高い地域ほど温暖化が始まるのが遅く、標高が高いほど温暖化傾向が僅かに小さい
Wang <i>et al.</i> (2010a)	6.1	中国全土	1961-2004	急激な温暖化に転じた変化点となる時期が、中国全体では1984年に存在し、北部の方が、南部に比べて早期である。温暖化傾向も北部で大きい。
Wang <i>et al.</i> (2010b)	3.2	チベット北部 (崑崙山脈, Chongce氷帽)	過去100年	対流圏中上層部の夏季気温は、過去1世紀で上昇傾向にある。年次変化は太陽放射の変化と相関があるが、太陽放射周期よりも温暖化の影響が支配的になりつつある。

くなる傾向が見られるが、他の地域においても同様の傾向があるとは言えない。チベット高原において、標高が高い場所で温暖化が大きい理由の1つと

して、凍土や氷河の融解による、スノーアルベドフィードバック作用によって、気温の上昇が加速していることが推察されている。また、標高が高く、

第2表 主な研究結果における降水量の変動傾向.

著者	本文	対象地域	対象期間	降水量変動傾向
Duan and Yao (2003)	3.2	中央ヒマラヤ (Dasuopu氷河)	過去300年	1920年以降減少傾向が続いている.
Gao <i>et al.</i> (2005)	5	中国全土	1980-1999	中国南部で降水が増加しており、長江の中下流域で降水が減少している. チベットの凍土の融解が早まったことが原因であると考えられる.
Duan <i>et al.</i> (2006)	3.2	中央ヒマラヤ (Dasuopu氷河)	1700-1995	1800年代後半のピーク以降減少傾向. チベット-熱帯インド洋の熱コントラストと高い相関.
Qin <i>et al.</i> (2006)	4.2	中国西部 (チベット高原含む)	1951-1997	積雪量は増加傾向とともに年変動幅が大きくなっている.
Wu <i>et al.</i> (2007)	4.1 6.1	チベット高原	1971-2000	4月と9月を除いて増加傾向. 長期的には、南部で増加し、大河川源流地域および高原北東部で減少する傾向.
You <i>et al.</i> (2007)	4.1	Yarlung Zangbo川流域	1961-2005	1980年代以降、減少傾向から増加傾向に転じており、1961-2005年全体では僅かに増加傾向にある. 増加傾向はチベット平均より大きい.
Ding <i>et al.</i> (2008)	5	中国全土	1951-2004 (一部約100年間)	北部・中部・南部の順に、増加・減少・増加傾向であったのが、徐々に北部では減少傾向、南部では増加傾向という、2極化したトレンドを示すようになった.
Immerzeel (2008)	5	Brahmaputra河流域 (ヒマラヤ東部)	1901-2002	全体での傾向は見られないが、モンスーンの強弱の影響が大きい.
Li <i>et al.</i> (2008)	3.1	チベット北東部 (黄河源流域)	過去600年	5-6月の降雨は熱帯太平洋の海面温度に、7-9月の降雨はインド洋の海面温度の影響が大きい.
Liu <i>et al.</i> (2008)	6.1	チベット高原	1971-2005	南部の一部地域で減少傾向、北部で増加傾向にある.
Ding <i>et al.</i> (2009)	5	チベット高原	1960-2004	降雪日数、降雪量、積雪面積はどれも増加傾向にある.
Ke <i>et al.</i> (2009)	6.1	青海省	1957-2007	1月の降雪量ほとんどの地域で増加が見られ、特に北部の山岳地域および南東部で増加傾向が大きい. 年平均では、北部の山岳地域で増加傾向、北東部の山岳地域で減少傾向にあり、青海省全体では減少傾向の方が支配的である.
Sun <i>et al.</i> (2010)	6.1	中国全土	1962-2000	大雪の発生頻度が、新疆北部とチベット高原東部で長期的な増加傾向にあり、中国東部で長期的な減少傾向にある.
Zhao <i>et al.</i> (2010)	5	中国全土	1958-2001	1960-1970年代には、雨季の降雨が中国北部で早く始まり長く持続し、南部では始まるのが遅く持続日数も少なかったのが、1980-1990年代になると南北の傾向が逆転している.

都市化が進んだ地域の少ないチベットでは、人為的な環境変化の影響によるノイズが入りにくいことも、温暖化傾向が明瞭に現れる理由と考えられる.

以上のように、チベット高原は、温暖化のような気候変動が顕著に現れやすい地域として、気候変動の早期検出および早期予測に適していると言える. しかし、同時に、チベット高原の気象観測データが、時間的、空間的に不足していることが、問題点として挙げられる. この問題を解決しうる、年輪や氷床コアを用いた推定手法についても、年輪年表は推定できる気候要素が一定でなく、森林が存在する地域も限られていること、氷床コアは、氷河や永久凍土が存在する地域

が限られていることに加えて、温暖化による融解の影響で今後利用できなくなる可能性もあることなどの問題を抱えている. このようなデータの不足は、対象地域や対象期間の差による実験結果のばらつき、データ補間方法の違いによる精度の低下にもつながっていると考えられる.

そこで今後、チベット高原などにおける気候変動とその影響を正しく解明するためには、長期モニタリングシステムを現地に設置し、各種の気候要素を継続的に実測するとともに、観測データが不足している地域の観測地点数を増やすことが重要である. また、空間的に各種の環境情報を取得するため、衛星画像などを用いたりモートセンシング観測及び解析技術の進歩

や、離散的に得られたデータを時間的・空間的に整理し、合理性のある結果を得るための情報分析技術の開発などが求められる。

謝 辞

本解説をまとめるきっかけとなった研究課題「チベット高原を利用した温暖化の早期検出と早期予測」は、多くの方々の連携協力のもとに行われている。とりわけ今回まとめた内容に関しては、農業環境技術研究所の杜 明遠博士と米村正一郎博士、ならびに国立環境研究所の唐 艶鴻博士との議論や交流が論理構成の基礎となっている。この場をかりて、各位に対し厚くお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- Baker, B.B. and R.K. Moseley, 2007: Advancing treeline and retreating glaciers: Implications for conservation in Yunnan, P. R. China. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **39**, 200-209.
- Cai, Q.F., Y. Liu, G.A. Bao, Y. Lei and B. Sun, 2010: Tree-ring-based May-July mean temperature history for Luliang Mountains, China, since 1836. *Chin. Sci. Bull.*, **55**, 3008-3014.
- Cao, J.T., D.H. Qin, E.S. Kang and Y.Y. Li, 2006: River discharge changes in the Qinghai-Tibet Plateau. *Chin. Sci. Bull.*, **51**, 594-600.
- Chen, S.B., Y.F. Liu and A. Thomas, 2006: Climatic change on the Tibetan Plateau: Potential evapotranspiration trends from 1961-2000. *Clim. Change*, **76**, 291-319.
- Ding, Y.H., Z.Y. Wang and Y. Sun, 2008: Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1139-1161.
- Ding, Y.H., Y. Sun, Z.Y. Wang, Y.X. Zhu and Y.F. Song, 2009: Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible causes. *Int. J. Climatol.*, **29**, 1926-1944.
- Duan, A.M., 2007: Cooling trend in the upper troposphere and lower stratosphere over China. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15708, doi: 10.1029/2007GL029667.
- Duan, A.M. and G.X. Wu, 2008: Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. *J. Climate*, **21**, 3149-3164.
- Duan, K.Q. and T.D. Yao, 2003: Monsoon variability in the Himalayas under the condition of global warming. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 251-257.
- Duan, K.Q., T.D. Yao and L.G. Thompson, 2006: Response of monsoon precipitation in the Himalayas to global warming. *J. Geophys. Res.*, **111**, D19110, doi: 10.1029/2006JD007084.
- Fukui, K., Y. Fujii, Y. Ageta and K. Asahi, 2007: Changes in the lower limit of mountain permafrost between 1973 and 2004 in the Khumbu Himal, the Nepal Himalayas. *Glob. Planet. Change*, **55**, 251-256.
- Gao, R., Z.G. Wei, W.J. Dong and H.L. Zhong, 2005: Impact of the anomalous thawing in the Tibetan Plateau on summer precipitation in China and its mechanism. *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, 238-245.
- Gou, X.H., F.H. Chen, G. Jacoby, E. Cook, M.X. Yang, J. F. Peng and Y. Zhang, 2007: Rapid tree growth with respect to the last 400 years in response to climate warming, northeastern Tibetan Plateau. *Int. J. Climatol.*, **27**, 1497-1503.
- Immerzeel, W., 2008: Historical trends and future predictions of climate variability in the Brahmaputra basin. *Int. J. Climatol.*, **28**, 243-254.
- Jiang, Y., Y. Luo, Z.C. Zhao and S.W. Tao, 2010: Changes in wind speed over China during 1956-2004. *Theor. Appl. Climatol.*, **99**, 421-430.
- Kang, S.C., Y.J. Zhang, D.H. Qin, J.W. Ren, Q.G. Zhang, B. Grigholm and P.A. Mayewski, 2007: Recent temperature increase recorded in an ice core in the source region of Yangtze River. *Chin. Sci. Bull.*, **52**, 825-831.
- Ke, C.Q., T. Yu, K. Yu, G.D. Tang and L. King, 2009: Snowfall trends and variability in Qinghai, China. *Theor. Appl. Climatol.*, **98**, 251-258.
- Li, J.B., E.R. Cook, R. D'Arrigo, F.H. Chen, X.H. Gou, J. F. Peng and J.G. Huang, 2008: Common tree growth anomalies over the northeastern Tibetan Plateau during the last six centuries: implications for regional moisture change. *Glob. Chang. Biol.*, **14**, 2096-2107.
- Liu, W., Q.H. Guo and Y.X. Wang, 2008: Temporal-spatial climate change in the last 35 years in Tibet and its geo-environmental consequences. *Environ. Geol.*, **54**, 1747-1754.
- Liu, X.D. and B.D. Chen, 2000: Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1729-1742.
- Liu, X.D., Z.G. Cheng, L.B. Yan and Z.Y. Yin, 2009: Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings. *Glob. Planet. Change*, **68**,

- 164-174.
- Lu, A.G., Y.Q. He, Z.L. Zhang, H.X. Pang and J. Gu, 2004: Regional structure of global warming across China during the twentieth century. *Clim. Res.*, **27**, 189-195.
- Lu, A.G., S.C. Kang, Z.X. Li and W.H. Theakstone, 2010: Altitude effects of climatic variation on Tibetan Plateau and its vicinities. *J. Earth Sci.*, **21**, 189-198.
- Oku, Y., H. Ishikawa, S. Haginoya and Y.M. Ma, 2006: Recent trends in land surface temperature on the Tibetan Plateau. *J. Climate*, **19**, 2995-3003.
- Pepin, N.C. and J.D. Lundquist, 2008: Temperature trends at high elevations: Patterns across the globe. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14701, doi:10.1029/2008GL034026.
- Qin, D.H., S.Y. Liu and P.J. Li, 2006: Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China. *J. Climate*, **19**, 1820-1833.
- Sha, W.Y., X.M. Shao and M. Huang, 2002: Climate warming and its impact on natural regional boundaries in China in the 1980s. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, **45**, 1099-1113.
- Sun, J.Q., H.J. Wang, W. Yuan and H.P. Chen, 2010: Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. *J. Geophys. Res.*, **115**, D16110, doi: 10.1029/2009JD013541.
- Wang, N.L., T.D. Yao, J.C. Pu, Y.L. Zhang, W.Z. Sun and Y.Q. Wang, 2003: Variations in air temperature during the last 100 years revealed by $\delta^{18}\text{O}$ in the Malan ice core from the Tibetan Plateau. *Chin. Sci. Bull.*, **48**, 2134-2138.
- Wang, S.P., Z.H. Wang, S.L. Piao and J.Y. Fang, 2010a: Regional differences in the timing of recent air warming during the past four decades in China. *Chin. Sci. Bull.*, **55**, 1968-1973.
- Wang, Y., Q.L. Miao, Y. E. Chong, J.K. Han and Y.Y. Ding, 2010b: Relation between temperature changes of the mid-upper troposphere over Eurasian mid-high latitudes and solar irradiance in the twentieth century. *Environ. Earth Sci.*, **60**, 1257-1266.
- Wu, S.H., Y.H. Yin, D. Zheng and Q.Y. Yang, 2007: Climatic trends over the Tibetan Plateau during 1971-2000. *J. Geogr. Sci.*, **17**, 141-151.
- Wu, T.H., S.X. Li, G.D. Cheng and Z.T. Nan, 2005: Using ground-penetrating radar to detect permafrost degradation in the northern limit of permafrost on the Tibetan Plateau. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **41**, 211-219.
- Wu, Y.H. and L.P. Zhu, 2008: The response of lake-glacier variations to climate change in Nam Co Catchment, central Tibetan Plateau, during 1970-2000. *J. Geogr. Sci.*, **18**, 177-189.
- Xu, W.X. and X.D. Liu, 2007: Response of vegetation in the Qinghai-Tibet Plateau to global warming. *Chin. Geogr. Sci.*, **17**, 151-159.
- Xu, X.D., C.G. Lu, X.H. Shi and S.T. Gao, 2008a: World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20815, doi: 10.1029/2008GL035867.
- Xu, X.K., H. Chen and J.K. Levy, 2008b: Spatiotemporal vegetation cover variations in the Qinghai-Tibet Plateau under global climate change. *Chin. Sci. Bull.*, **53**, 915-922.
- Yang, B., A. Braeuning, T. Yao and M.E. Davis, 2007: Correlation between the oxygen isotope record from Dasuopu ice core and the Asian Southwest Monsoon during the last millennium. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 1810-1817.
- Yao, T.D., L.G. Thompson, K.Q. Duan, B.Q. Xu, N.L. Wang, J.C. Pu, L.D. Tian, W.Z. Sun, S.C. Kang and X. A. Qin, 2002: Temperature and methane records over the last 2 ka in Dasuopu ice core. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, **45**, 1068-1074.
- You, Q.L., S.C. Kang, Y.H. Wu and Y.P. Yan, 2007: Climate change over the Yarlung Zangbo River basin during 1961-2005. *J. Geogr. Sci.*, **17**, 409-420.
- Zhang, Y.J., S.C. Kang, D.H. Qin, J.W. Ren, Y.L. Zhang, G. Bjorn and P. Mayewski, 2007: Seasonal air temperature variations retrieved from a Geladaindong ice core, Tibetan Plateau. *J. Geogr. Sci.*, **17**, 431-441.
- Zhao, P., S. Yang and R.C. Yu, 2010: Long-Term Changes in rainfall over Eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming. *J. Climate*, **23**, 1544-1562.
- Zhou, D.W., G.Z. Fan, R.H. Huang, Z.F. Fang, Y.Q. Liu and H.Q. Li, 2007: Interannual variability of the normalized difference vegetation index on the Tibetan Plateau and its relationship with climate change. *Adv. Atmos. Sci.*, **24**, 474-484.

Trends on Spatio-temporal Changes in Climatic Elements
Related to Warming in the Tibetan Plateau

Shun NISHIDA* and Shigeto KAWASHIMA**

* Kyoto University, Graduate School of Agriculture.

** (Corresponding author) Kyoto University, Graduate School of Agriculture, Sakyo-ku,
Kyoto, 606-8502, Japan.

E-mail: sig@kais.kyoto-u.ac.jp

(Received 13 September 2011; Accepted 16 January 2012)
