



黄河研究会 報告書

2007年10月25-26日 石川 加賀

総合地球環境学研究所
黄河プロジェクト

はじめに

毎年一度開催し、報告と活発な議論を行っている本プロジェクトの「黄河全体研究集会」の報告書は今回、加賀市で開催した研究集会をもって最終となる。本研究報告会は2003年に五カ年計画で開始した地球研の黄河研究チームが、途中の班追加を含めて最終的に、名古屋大学・環境学研究科の井村秀文教授を代表とする「社会経済班」、本研究所の渡邊紹裕教授を代表とする「大型灌漑農業の実体調査班」、名古屋大学・地球水循環センターの檜山哲哉准教授を代表とする「黄土高原における大気境界層班」、本研究所の佐藤嘉展プロジェクト上級研究員を責任者とする「水文モデルによる黄河水収支の変遷解析班」、本研究所の木下鉄矢教授による「歴史資料による華北平原の黄河流路変遷解析班」。そして本研究所の谷口真人准教授を代表とする「黄河下流部及びデルタにおける地下水班」、九州大学・応用力学研究所の柳哲雄教授を代表とする「渤海の基礎生物生産解析班」の計7班で、代表者である福嶋は各班にまたがる課題間の調整と総合化に努めた。

この中で、現地調査を主としたのは大気境界層班と地下水班、渤海班であり、その他の班は現地調査と公表されている気象・水文・統計データ及び、歴史文書と文献資料から解析を進めた。

本報告書は個別の研究成果をまとめたものであるが、成果の公表としては、この報告書以外に、英文では News Letter をすでに、7号まで地球研のホームページにリンクされた YRiS (Yellow River Studies の略称) の home page に掲載されており、まもなく、最終となる8号が掲載される予定である。

一方では、本プロジェクトが目指していた、大気から陸面を通して海洋に至る水の経路とその使われ方がどのような結果を招いたか、についての総合的な成果を、環境問題に関わる学生や大学院生を念頭に置いた一冊の参考書として本年3月に出版される予定である。

一方では、我々が行ってきた研究の意図と黄河の実態を一般向けに単著として著した「黄河断流」は本年1月に出版されている。

プロジェクト研究としては我々の研究は本年3月をもって終了することになるが、「黄河断流」に象徴される乾燥地の水利用は、水汚染をはじめ様々な問題を内包していることも同時に判ってきている。今後、中国が積極的に改善の方向に舵をきる際には、我々の研究成果も参考にされることを願っている。

平成20年1月29日

黄河プロジェクト研究班代表

福嶋義宏 (総合地球環境学研究所)

目次

I. デルタ域地下水班

- 黄河デルタ地域における比抵抗法を用いた塩水淡水分布調査
石飛 智稔 (総合地球環境学研究所) ……1
- 黄河デルタにおける物質輸送過程
小野寺真一 (広島大学) ……8
- 黄河プロジェクト地下水班の成果と残された課題
谷口真人 (総合地球環境学研究所) ……13

II. 渤海班

- 2007年夏の菜州湾と黄河干潟域での観測結果について
郭 新宇 (愛媛大学) ……20
- 黄河河川流量変動と渤海クロロフィル α 濃度変動
柳 哲雄 (九州大学) ……24

III. 黄河流域の社会経済と水需給

- 水権取引による黄河流域の発展と我が国の貢献方策のあり方に係る考察
東 修 (名古屋大学) ……28
- 中国における水権取引と地域開発
石 峰 (名古屋大学) ……36
- 黄河流域の持続可能な農業生産と水利用 -Water Use Efficiency (WUE) 指標による評価 -
大西 暁生 (総合地球環境学研究所) ……46

IV. 灌漑農業と治水

- 黄河流域大型灌区における水収支
星川 圭介 (京都大学) ……53
- 治水事業の思想的背景
木下 鉄矢 (総合地球環境学研究所) ……57

V. 大気境界層班の成果

黄河流域における降水量の年々変動とそれに及ぼす総観場の季節内変動の影響	
	藤波 初木 (名古屋大学)63
黄土高原南部における水蒸気の鉛直輸送と大気水収支	
-2005年と2006年の比較-	
	高橋 厚裕 (総合地球環境学研究所)67
黄土高原南部における総観場と地表面状態及び大気境界層の季節進行過程	
	西川 将典 (名古屋大学)71
黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響	
-数値実験による考察-	
	高橋 厚裕 (総合地球環境学研究所)80
黄土高原南部における局地循環と積雲発生に関する数値実験	
	西川 将典 (名古屋大学)84
大気境界層班の研究目標と全成果	
	檜山 哲哉 (名古屋大学)92

VI. 土地利用変化と長期水収支

高時間波長分解能分光データと地上現象との関係	
-MODISデータとの比較-	
	樋口 篤志 (千葉大学)97
リモートセンシングデータを用いた土地被覆解析	
	松岡 真如 (高知大学)99
黄河流域の気候概要と近年の気候変化	
	徐 健青 (地球フロンティア)101
黄河領域の河套灌漑地域が夏季の雲の発生に及ぼす影響	
	川瀬 宏明 (地球フロンティア)105
水文・水資源モデルを用いた黄河流域の長期水収支解析	
-黄河断流のメカニズム-	
	佐藤 嘉展 (総合地球環境学研究所)110

黄河デルタ地域における比抵抗法を用いた塩水淡水分布調査

石飛智稔（総合地球環境学研究所）

1. はじめに

黄河は 5464km の全長を持ち、世界で 2 番目に堆積物運搬量の多い大河である。その堆積物により黄河下流域には広大なデルタ地域が広がっており現在もその拡大が続いている。他方、近年においては黄河下流域にて様々な水問題が勃発しており、その代表的なものとしては過剰取水に伴う河川流量の低下により河川水が河口まで流れなくなるいわゆる「断流」現象が生じている。また、地表水の問題以外にも、地下水汚染や塩分集積といった地下水に関する問題など、深刻な水環境問題が発生している（陳ほか, 2004）。

黄河の河川本流については、有史以来、その流路は河口から約 500km の開封付近から山東半島の北や南へと自然にその流路の変更を繰り返してきた。これまでの黄河の流路変更に関する研究によると、過去 3000 年に 26 回の大きな流路変動があったことが確認されている（Yu, 2002 ; Saito *et al.*, 2001）。現在は山東省北部に黄河河口が位置し渤海湾へと流入しているが、1855 年以前は山東半島より南の江蘇省北部に河口が位置しそこより黄海へと流入していた。黄河河口が山東省に位置した 1855 年以来、黄河由来の堆積物により現在の黄河デルタ地域は急速な拡大を続けている。

このように水環境の変化が激しい黄河デルタ地域において、黄河デルタ地域地下水の汚染状況・実態の把握を目的とした調査・研究がこれまでにいくつか行われている。例えば山東省政府による地下水の水位および塩分濃度の観測（He *et al.*, 1999）や、塩分集積および硝酸汚染の実態把握（陳ほか, 2004 ; Chen *et al.*, 2007）などがそれらの例として挙げられる。これらの研究は観測井を用いておりその調査結果によると、黄河デルタ地域の地下には塩水が広く分布していることが確認されている。しかし観測井を用いる地下水調査では、その調査の精度が観測井の位置分布および対象深度に大きな制約を受ける。そこで、本研究では観測井を必要としない手法であり、かつ塩水のシグナルを捉え易い手法である物理探査法の一つの比抵抗法を用いて、観測井のストレーナが無く地下水試料の採取が困難な深度も含めて、黄河デルタ地下の塩水淡水分布の把握およびその水の起源の評価を目的として地下水観測を行った。

2. 調査方法

本研究の目的は、観測井の位置分布および対象深度に制約を受けない比抵抗法を用いて、現在の黄河デルタ地下水の塩水淡水分布を評価し、その起源を明らかにすることである。一般に、堆積層の場合には地層の比抵抗 ρ は、地層の孔隙率 ϕ と地層水の比抵抗 $\rho\omega$ とにより関係付けられ以下の式で表される。

$$\rho = \rho\omega \phi^m \quad (1)$$

この式は Archie の式と呼ばれ、指数 m は膠結係数を示す。また比抵抗値と電気伝導度は逆数の関係にあるため、地下水の電気伝導度は比抵抗測定の結果に大きな影響をおよぼす。この両者の関係から、地下の比抵抗測定を行うことにより、地下水の電気伝導度の推定、つまり塩水淡水分布の評価を行うことが可能であると考えられる。比抵抗測定より地下水の塩水淡水の評価を行う手法は、近年、沿岸域の塩淡水境界の評価を行う際にしばしば適用されている（Kroeger *et al.*, 2007 ; 石飛ほか, 2007）。

本研究の比抵抗測定に用いた測器は McOHM Profiler-4（応用地質株式会社製）である。なお、こ

これらの測定は地下水の電気伝導度との比較を行うために観測井の存在する地点にて測定を行っている。測定方法は、作業性が良く汎用性が高いという理由より二極法を適用している。電極の配置については155mの測線に5m間隔で電極を32本配置し、遠電流電極および遠電位電極は測線からそれぞれ両方向に約700m離れた地点に配置し測定を行った。その結果を比抵抗解析ソフトウェア「Elecimager2D」(応用地質株式会社製)にて解析を行った。

比抵抗測定のほかには黄河デルタ地域の地下水流動を把握するために、観測井を用いて地下水位の測定も行った。また、地下水の塩水淡水分布を評価する最も直接的な方法としては、観測井より地下水を採取しその塩分濃度もしくは電気伝導度を測定することが挙げられる。そのため比抵抗測定の結果との比較のために、黄河デルタ地域に存在する観測井から地下水を採取し、それらの電気伝導度の測定も行った。本研究で地下水位測定および地下水の電気伝導度測定を行った観測井は計52本である。またこれらの測定に加えて、地下水の起源を推定するために、地下水の酸素同位体測定および ^{14}C の測定による放射性炭素年代測定法を行った。

地下水試料の採取および比抵抗測定は、2003年9月11日～18日、2004年5月8日～12日、2004年9月11日～16日にそれぞれ行った。

3. 調査結果および考察

図1にデルタ地域における地下水面図を示す。それを見ると黄河本流付近において地下水の水面の高さが高く、黄河本流から離れるに連れ水位が低下する傾向が見られる。地下水は水位の高い所から低い所に向かって流動するため、黄河本流より放射状に地下水が流動していることがわかる。また地下水位の高い地点は黄河本流にあたるため、黄河から地下水が涵養されていると考えられる。

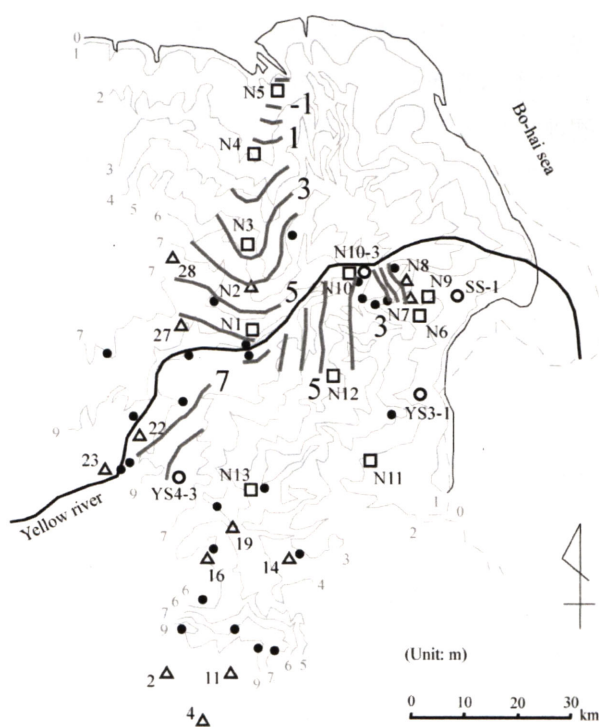


図1. 黄河デルタ地域における地下水面図

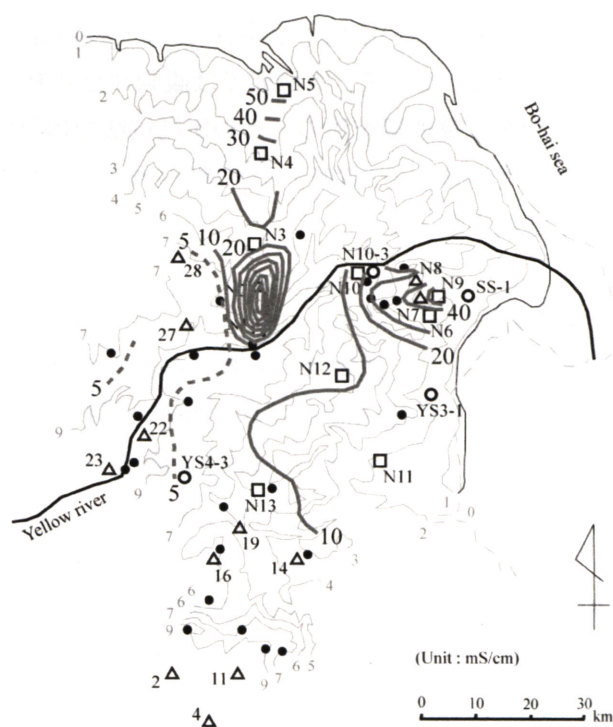


図2. 地下水の電気伝導度分布

次に図2に地下水の電気伝導度の分布図を示す。それを見ると電気伝導度の値はデルタ南部地域において1桁台の値（より淡水）を示しているが、他の地域においてはおおむね2桁以上の値を示している。特に、黄河デルタ中心部、沿岸域のデルタ北部および東部において50mS/cm以上と一般的な海水の電気伝導度の値と同等もしくはそれ以上と、所々に濃度の高い塩水が存在することが分かる。

図2に対応して、図3に地下水の電気伝導度と井戸の深度を比較した図を示す。それを見ると、観測結果はほとんど20m以浅にプロットされ、それより深い深度の結果については井戸が存在しないため、ほとんど得られていないことがわかる（実際には200m以深の結果についても、2・3本存在するが、図3では割愛している）。

井戸が存在しない地点にて地下水の塩水淡水把握を行うために、比抵抗法による観測を適用した。比抵抗法は地質調査法の1つであり、地下に電気を流し地下の比抵抗値を測定することにより、地質構造、地下水の有無等を測定する手法である。ここで、電気伝導度と比抵抗値には逆数の関係がある。本研究にて扱っている電気伝導度は、地下水を採取して測定を行うものであり、地下水のみを対象と

しているものであるが、比抵抗法により測定される比抵抗値は、地下水の値に加えて地質の影響を含むものである。しかしながら、黄河デルタ地下の地質は300～400m深度に基盤が存在し、その上に黄河由来の堆積物により形成されている。

図4に比抵抗測定結果を示す。それを見ると地下の比抵抗分布にはいくつかの分布パターンが見られ、それらを大きく分けると、1) 地下浅部に低比抵抗領域・地下深部に高比抵抗領域（N1、YS3-2、YS4-1など）、2) 地下浅部に高比抵抗領域・地下深部に低比抵抗領域（N3、N4、YS4-2、YS4-3など）、3) 地下浅部・地下深部ともにあまり変化が見られないもの（N4、YS3-1など）、の3つに大別される。

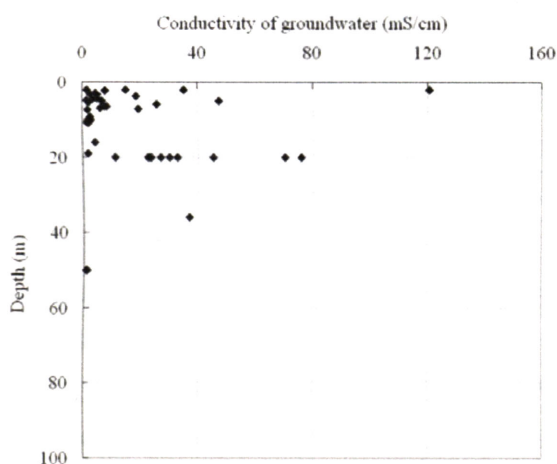


図3. 地下水の電気伝導度 vs 深度

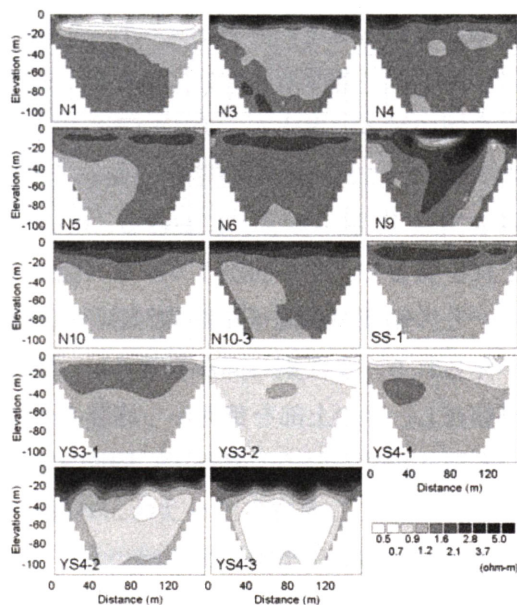


図4. 比抵抗測定結果

また、地下水の電気伝導度と地下の比抵抗値を比較した結果を図5に示す。ここで、電気伝導度は地下水のみを対象にしているのに対し、比抵抗値は地下水に加え地質の影響も含むものであるが、戦術のとおり黄河デルタの地質は深度300~400mに基盤があり、それより上部は黄河由来の堆積物で占められているため地質条件の変化による比抵抗値への影響は無いものと仮定している。

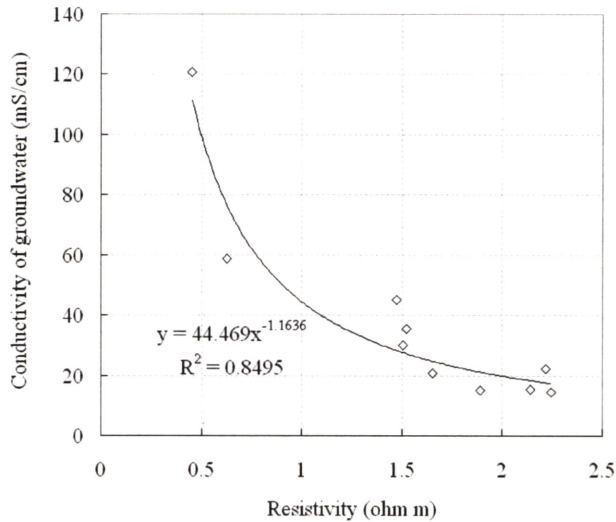


図5. 地下水の電気伝導度 vs 深度

図5を見ると、地下水の電気伝導度と地下の比抵抗値には明瞭な負の相関が見られ、両者の関係は以下の式で表される。

$$C_g = 44.469 \rho^{-1.1636} \quad (1)$$

従って、井戸が無い地点で、地下水の採取が困難な地点においても、地下の比抵抗値を測定することにより、地下水の電気伝導度の推定を行うことが可能であると考えられる。そこで比抵抗測定値の結果に、(1)式を適用し地下水の電気伝導度の推定を行った。その結果を深度10m毎に表したものを図6に示す。比抵抗測定は深度100mまで行っているが、図4で記したとおり深部においては比抵抗値にあまり変化が見られないため、図6では60mの深

度まで示している。それらを見ると深度10mの結果においては、デルタ南部のYS4-3やN13では5mS/cm程度と低い値が見られ、デルタ東部のN9付近や北部のN5付近においては電気伝導度が20mS/cm程度と周囲と比較すると比較的低い値を示している。それに対してデルタ中心部のN1やN12では100mS/cmを超える非常に高い値を示している。図2の実測の結果と比較すると、YS4-3やN13では実際に電気伝導度の低い地下水が、N1やN12においては非常に高い電気伝導度の地下水の存在がそれぞれ実際に確認されている。次に深度20mの結果では、深度10mの結果と同様にN9付近やYS4-3・N13において20~30mS/cm程度と周囲に比べて低い値を示している。また、N1・N12においては周囲と比べて高い値が見られる。従って、深度20mの結果についても図2の実測結果と同様な電気伝導度の分布が見られる。図2の結果にはほとんど含まれていない深度30m以深の結果については、各深度において値が低い地点でも30mS/cm程度と全体的に高い値を示しており、デルタ全域に渡って塩水が占めているものと推測される。

また、図7に黄河本流から北へ向かうライン(N1-N5、図4参照)および東へ向かうライン(YS4-3-YS4-1、図4参照)における、比抵抗値より推定された電気伝導度の鉛直2次元断面図を示す。それを見ると、北へ向かうライン(図7、左図)では、黄河本流付近に電気伝導度の高い領域が存在し、その領域が海側(N5の方向)へと向かう地下水流動の流れに乗って、広がっているような様子が見られる。また東へ向かうライン(図7、右図)については、地下深部に電気伝導度の高い地下水が存在し、その上部を黄河から涵養された電気伝導度の低い水が海側へと(YS4-1の方向)流動している形状が見られる。従って、両図とも図1の地下水流動方向を反映した結果が得られている。

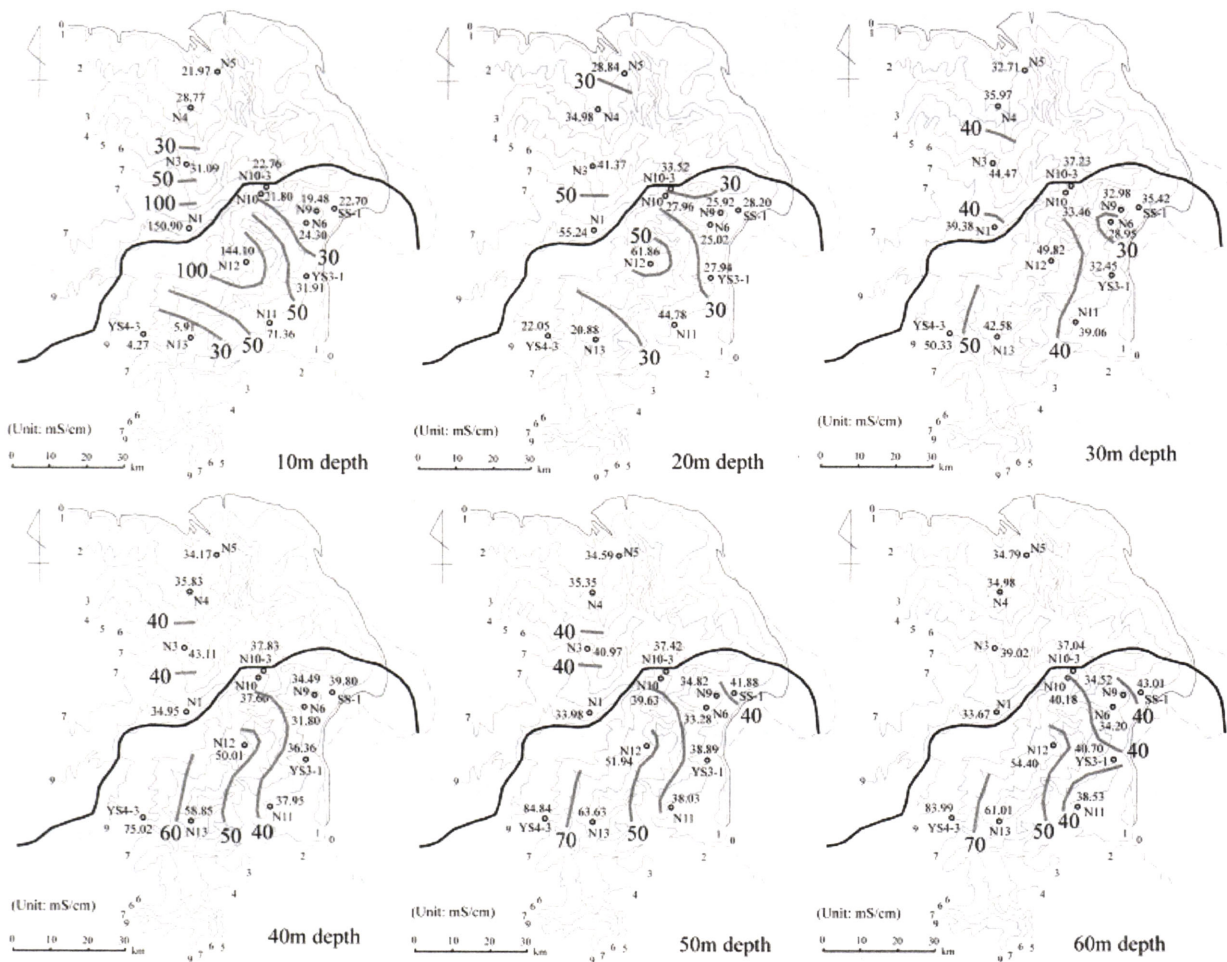


図 6. 比抵抗値より推定した地下水の電気伝導度分布

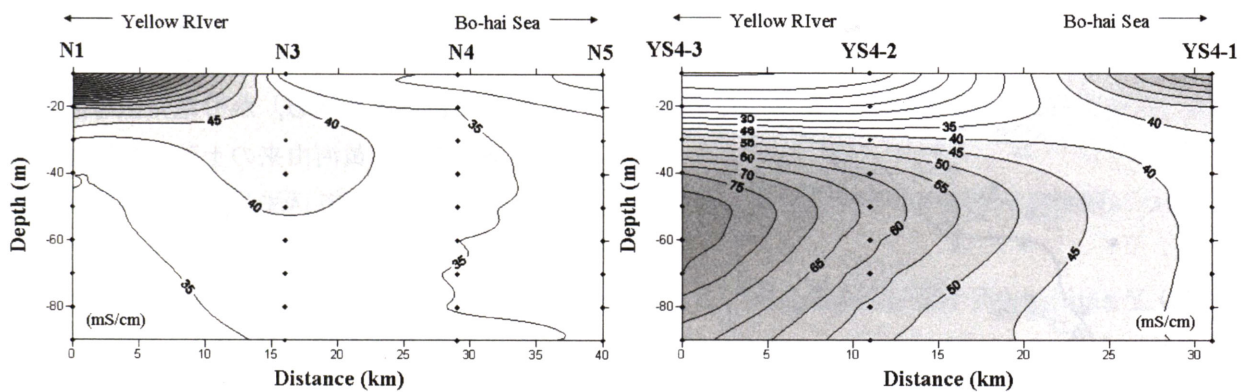


図 7. 比抵抗値より推定した地下水の電気伝導度の鉛直 2 次元断面図

(左図—北ライン (N1-N5)、右図—南ライン (YS4-3-YS4-1))

地下水を採取しての電気伝導度計測および比抵抗測定より地下水の電気伝導度の推定の結果より、黄河デルタ地下においては電気伝導度の高い塩水が広い領域にわたって存在することが明らかになった。次にそれらの塩水の起源を明らかにするために、地下水の酸素同位体比および放射性炭素年代測定法を用いた地下水の年代測定を行った。

図8に黄河河川水・渤海における海水・黄河デルタの地下水の、それぞれ酸素同位体比と電気伝導度の比を示す。それを見ると、5地点における地下水の分析結果は大きく分けて、酸素同位体比が-6‰程度を示すもの（海岸地域の地下水）と、-3‰程度を示すもの（デルタ中心部の地下水）の2つに分類される。

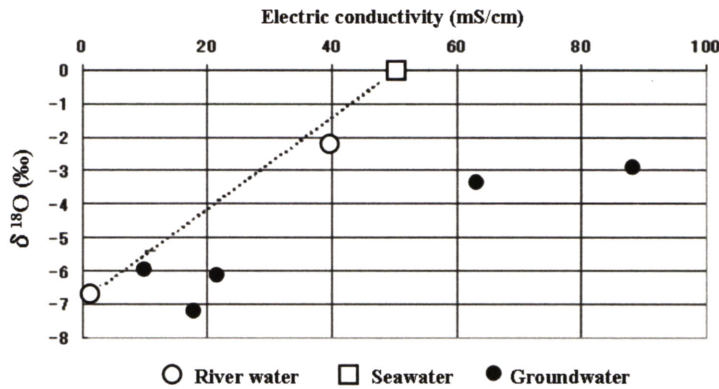


図8. 地下水の酸素同位体比と電気伝導度

次に放射性炭素年代測定法による地下水の年代測定を行った結果を図9に示す。それを見ると地下水の年代は50yrBPより若いものから10000yrBPを超えるものまで地域により大きな差を持つ。地域的な傾向としては、N5やN9のような沿岸域においては50yrBPよりも新しいという結果が多く得られている。それに対して、N1やN12など黄河デルタの中心部に位置する地域では、4000yrBPから12000yrBPと古い値を示している。またNo.19やNo.14などデルタ南部においては千数百年の年代を持つ地下水が広く分布している。

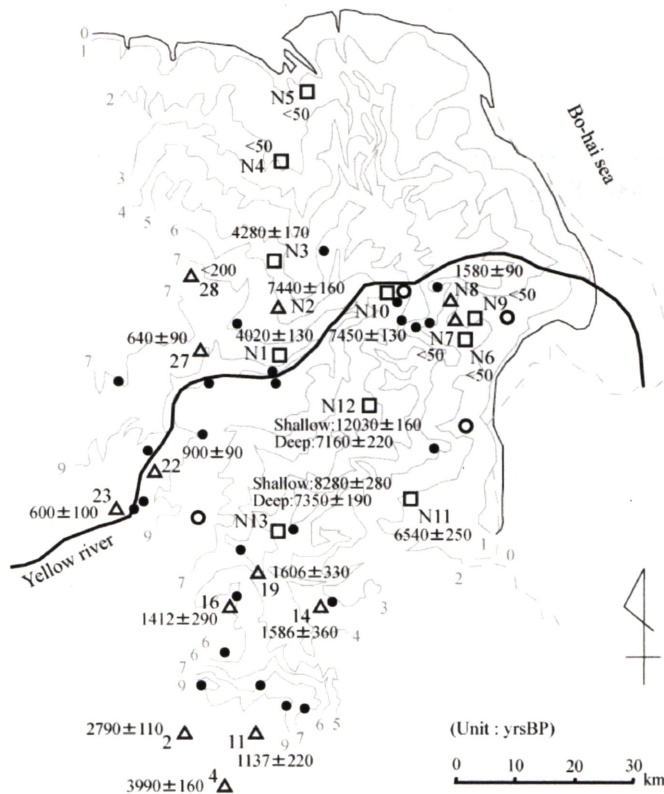


図9. 放射性炭素年代測定法による地下水の年代測定

ここで、もし黄河デルタ地下の塩水が河川水と海水の混合物であれば、地下水の値は河川水と海水を結ぶ直線付近にプロットされるはずである。しかしながら、酸素同位体比が-3‰程度を示す地下水はその直線から大きく離れた所にプロットされる。従って、この-3‰程度の値を示す電気伝導度の高い地下水については、河川水と海水の混合物ではなく他の起源を考えねばならない。

ここで黄河デルタの海岸線位置の変遷を見ると(図10), 1855年以降急速な速さでデルタが拡大しており、N5やN9など海岸に近い地点は近年の堆積により陸化していることが分かる。従って、これらの海岸付近の新しい年代を示し、かつ電気伝導度が高い地下水は、黄河由来の土砂の急速な堆積により海水が取り込まれ、未だ内陸から沿岸域へと流動する淡水に置換されていない海水を示すものではないかと推測される。次にデルタ中心部のN1やN12周辺に存在する年代が古く電気伝導度が非常に高い地下水については(図2および図6), 地質構造よりこの地域に地下水が停滞し濃縮したため、このような地下水が存在するのではないかと推測される。実際に、図10と比較するとN1やN12は黄河が渤海湾に流入する1855年より以前から陸上に存在した地点に位置し、N5やN9地点とは形成され

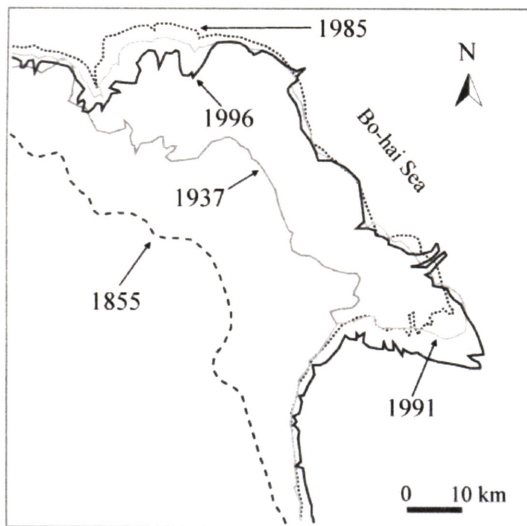


図 10. 黄河デルタの海岸線位置の変遷

た年代が大きく異なる。またデルタ南部の地域は概ね千数百 yrBP の年代の地下水が存在するが、図 2, 図 6 より、地下浅部に電気伝導度の低い地下水、つまり淡水の存在が認められ、これは、より内陸から沿岸域へと流動する淡水の地下水が起源ではないかと推測される。

以上のことから黄河デルタ地域では、地下水の賦存状況については以下の 3 つの領域に大きく区分される。

1. 沿岸域の電気伝導度が高く年代の若い塩水,
2. デルタ中心部の電気伝導度が非常に高く年代が古い塩水,
3. デルタ南部の地下浅層部に存在する淡水, の 3 つの領域である。

4. まとめ

比抵抗測定, 電気伝導度測定・放射性炭素年代測定より, 黄河デルタ地下の塩水淡水分布およびその起源の評価を行った。比抵抗測定および地下水の電気伝導度測定の結果, デルタ南部地域の地下浅層部に淡水が存在し, その他の地域においてはほぼ全域にわたって塩水が分布していることが明らかにされた。また放射性炭素年代測定法により地下水の年代の評価を行った結果, 沿岸部においては近年の黄河由来土砂の堆積により取り込まれた海水起源の塩水が, デルタ中心部においては古くに地下にとりこまれた地下水が濃縮を経て高濃度の塩水として賦存している状況が, デルタ南部においては内陸からの淡水地下水の供給により淡水が存在している状況がそれぞれ明らかになった。

5. 参考文献

- 石飛智稔・谷口真人・嶋田 純 (2007): 沿岸海底湧出量測定による塩淡水境界変動と地下水流出の評価, 地下水学会誌, 49(3), 191-204
- 斉藤文紀・楊 作升 (1994): 黄河: 河川流量, 浮遊堆積物運搬量と堆積物収支, 堆積学研究, 40, 7-17
- 陳 建耀・福寫義宏・唐 常源・谷口真人 (2004): 黄河下流域で起こっている水環境問題について, 水文・水資源学会誌, 17(5), 555-564
- Chen J., Taniguchi M., Liu G., Miyaoka K., Onodera S., Tokunaga T., and Fukushima Y. (2007): Nitrate pollution of groundwater in the Yellow River delta, China. *Hydrogeology Journal*, doi 10.1007/s10040-007-0196-7.
- He Q., Duan Y., Zhang J., Xu J., Kang F., Zhou Y. (1999): Comprehensive management for the coastal zone in the Delta of the Yellow River (in Chinese), Ocean Publishing, Beijing.
- Kroeger K.D., Swarzenski P. W., Greenwood W. J. And Reich C. (2007): Submarine groundwater discharge to Tampa Bay: Nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer, *Marine chemistry*, 104, 85-97.
- Yu L. (2002): The Huanghe (Yellow) River: a review of its development, characteristics, and future management issues, *Continental Shelf Research*, 22, 389-403.

黄河デルタにおける物質輸送過程

小野寺真一（広島大）、齋藤光代（広島大・院）、
石飛智稔、谷口真人（地球研）、宮岡邦任（三重大）、陳建耀（中山大）

1. はじめに

5年間を通して、デルタ地下水の水質形成と物質輸送を明らかにするとともに、海洋の栄養塩供給過程について明らかにし、断流の影響を議論することを目的とした。ここでは、その一部として栄養塩輸送過程の概要を紹介する。

2. 地下水中の窒素濃度

図1に、黄河デルタにおける観測を行った観測井の分布を示す。ここでは、図1に示す各井戸において地下水を深度別に採水し、多項目水質計 (SONDE model 6600; YSI ナノテック社) を用いて地下水の水温、EC、DO、pHの鉛直プロファイルを測定した。また、採水した試料水は実験室に持ち帰り HCO_3^- 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 SiO_2 、DOC、DN濃度の定量分析を行った。

図2に、黄河デルタの北部と南部における地下水中の窒素蓄積量の分布を示す。ここでは、地下水を地表から深度20mまでとして積算した。多いところでは、1haあたり3000kgにもなるのに対して、少ないところでは、400kg以下である。主に、農地では綿花やとうもろこしが栽培されており、綿花の場合1年間で1haあたり200kg程度、とうもろこしの場合（小麦とセットで）500kg程度の肥料が散布されている (Wang et al.,

2006)。3000kg蓄積されているところでは、綿花の場合で15年分、とうもろこしの場合で6年分の蓄積量ということになり、綿花の場合ではほぼ農地化されて以来の窒素肥料が作物に吸収されることなくすべて蓄積していることになる。黄河に近い地域で蓄積量が多く、沿岸に近い地域で蓄積量が少ない傾向を示す。これは、地下水に負荷された溶存窒素の一部が、地下水中で消失している可能性を示すものである。

黄河デルタ地域においては、地下水は、概ね黄河から渤海湾の方向へ流動している。図3に、地下水の硝酸性窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) 濃度と窒素安定同位体比 ($\delta^{15}\text{N}$) との関係を示す。デルタの扇頂～扇中部の地下水涵養域に分布する井戸と比較して、デルタ扇端部の地下水流出域に分布する井戸においては、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が低く、 $\delta^{15}\text{N}$ 値が高い傾向

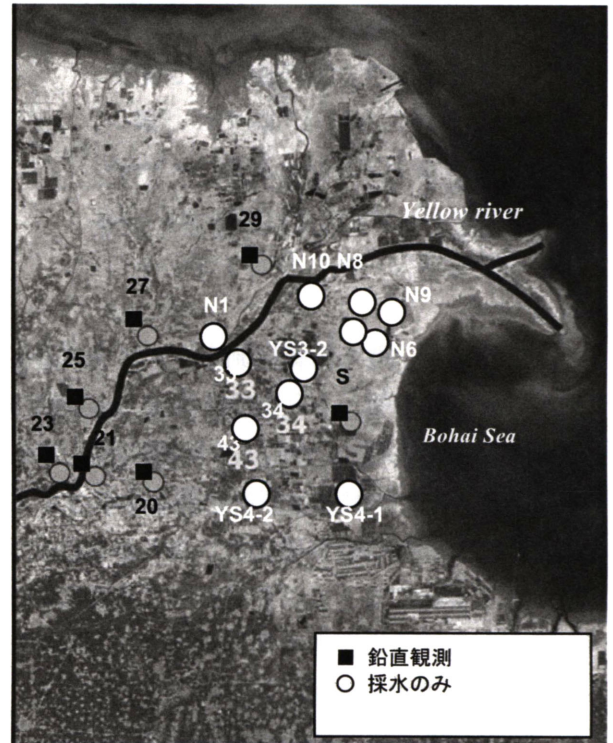


図1 黄河デルタにおける観測井分布

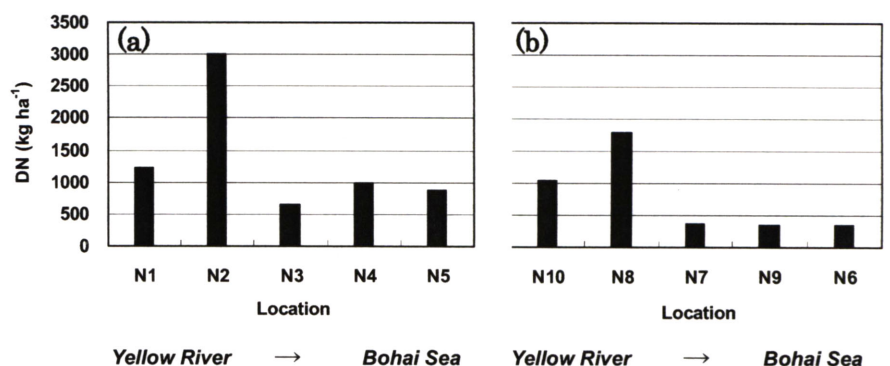


図2 黄河デルタ(a)北部、(b)南部における地下水中の溶存窒素蓄積量

を示す。一般的に、脱窒反応が起こる場合、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は減少する一方で、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は増加する。また、有機物由来の高い窒素同位体比でも20%程度であるのに対して、流出域の同位体比が35%にまで達している。以上の点を考慮すれば、黄河デルタの流出域では、地下水流動にともない脱窒作用による $\text{NO}_3\text{-N}$ の減衰が起こっていることが示唆される。

地下水中における脱窒作用の有無を確認するため、地下水流出域に位置する井戸 (N6) において、原位置脱窒実験を行なった。井戸孔内にDN濃度の高い水を注入し、濃度の時間変化を確認した。実験の結果、Cl濃度は注入直後の濃度の約7%に減少したのに対し、DN濃度は約0.5%にまで減少した。すなわち、地下水流出域において、希釈のみではなく、脱窒作用による $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の減衰が起こっている可能性が高いことが明らかになった。脱窒速度は、1時間あたり全窒素の30%以上になると見積もられた。以上の原位置実験の結果も、黄河デルタの地下水において、脱窒が優先的に生じることを指示した。すなわち、散布された肥料由来の溶存窒素は、地下水流動にともなって海洋まで流出する可能性が低いことを示唆した。

これらの結果を踏まえた黄河デルタにおける地下水流動、物質輸送概念モデルを図4に示す。

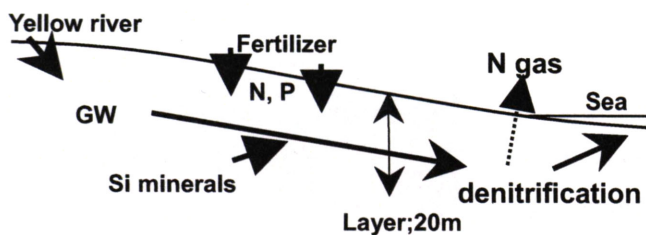


図4 黄河デルタの地下水流動・物質輸送概念モデル

3. 地下水流出にともなう栄養塩流出

黄河デルタにおける地下水流動量は、これまでの調査結果から、デルタ形成過程にともなう不均一性は存在するものの、浅層地下水に限れば、河川から涵養されていること、またその後地形勾配に依存する方向で、海に向けてデルタを放射状に流動することが、明らかになっている。そこで、下記のような仮定のもとに地下水流動量を推定し、各地下水中の栄養塩濃度を考慮し栄養塩流出量を見積もった。

まず、地下水流動はマトリックス中の流動を仮定し、

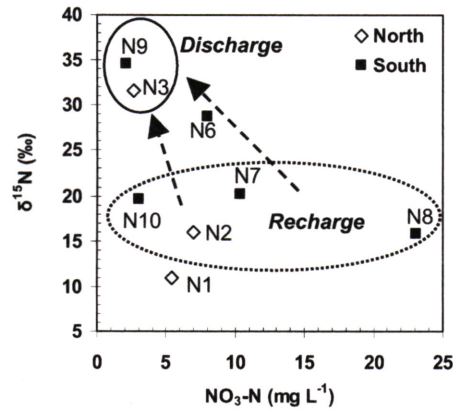


図3 地下水の硝酸性窒素濃度と $\delta^{15}\text{N}$ との関係

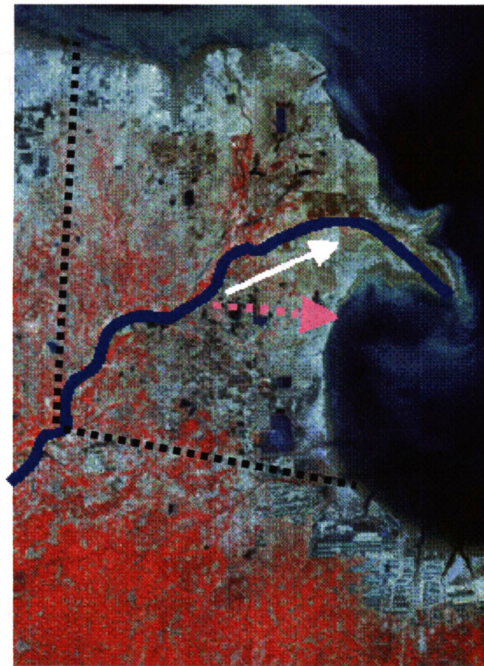


図5 黄河デルタの地下水流動と計算領域

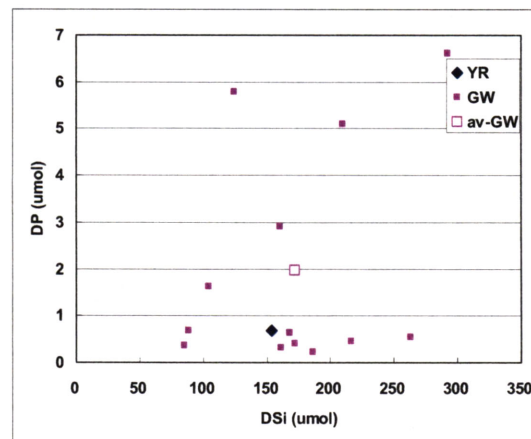


図6 黄河デルタの地下水・河川中の溶存シリカ・溶存リン濃度

ダルシー式 (Freeze and Cherry, 1978) によって見積もる。対象とする帯水層のスケールは 20m と仮定した。この場合の動水勾配は、地形勾配で与え、特に、海洋に近い沿岸部でのものを使用した。5km の側線における簡易測定の結果、最大で 0.001 となっていたので、その値を採用した。また、飽和透水係数は、100cc スケールでは $10^{-4} \sim 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$ (Liu, 2004) であったが、帯水層スケールでは、一般に割れ目などの不均一な粗大間隙の影響でその値より大きいといわれている (Freeze and Cherry, 1978) ので、ここでは、未固結の砂層ということを考慮し $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ と仮定した。また、流動断面は、海洋に出て行く部分、すなわち海岸線の長さ (170km ; 図 5 中の点線で囲まれた範囲) に帯水層の厚さを加味したものとした。

計算の結果、海洋に流出する地下水流動量は $4.4 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$ となり、河川流量の $9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$ (Mie, 2005) の 5% と見積もられた。

さらに、濃度 (図 6) を加味して見積もった地下水を經由した栄養塩流出量と河川を經由した栄養塩流出量の比は、次の通りである。DN (溶存窒素) 濃度の比は、河川と地下水で 2 : 1 であり、結果として窒素流出量は 100 : 2.4 である。Si 濃度の比は、1 : 11.9 であり、シリカ流出量は 10 : 6 である。リン濃度は、1 : 10 であり、リン流出量は 10 : 5 である。すなわち、窒素が極めて地下水由来が少ないのに対して、リンやシリカは地下水由来が河川とほぼ同等であることが明らかになった。

(2) 地下水浸出域における栄養塩動態

地下水が実際に浸出する場において、浸出水の化学組成を明らかにするため、観測井及びピエゾメータの沖合いに当たる A ライン及び B ラインで調査を行った (図 7)。2005 年の調査では、シーページメータの設置とともにピエゾメータの設置を行い、地下の間隙水の採水を試みたが、海岸線から 2km 程度の範囲であったため、十分ではなかった。そのため、2006 年の調査では、沖合い 7km まで側線を延ばして、調査を試みた。調査では、海岸から 1km ごとに 7km 沖まで海水、間隙水の採水を行なった。間隙水の採水は、パイプ (径 3cm) を海底から深度 50cm まで埋め込みながら、10cm、30cm、50cm で採水を行なった。

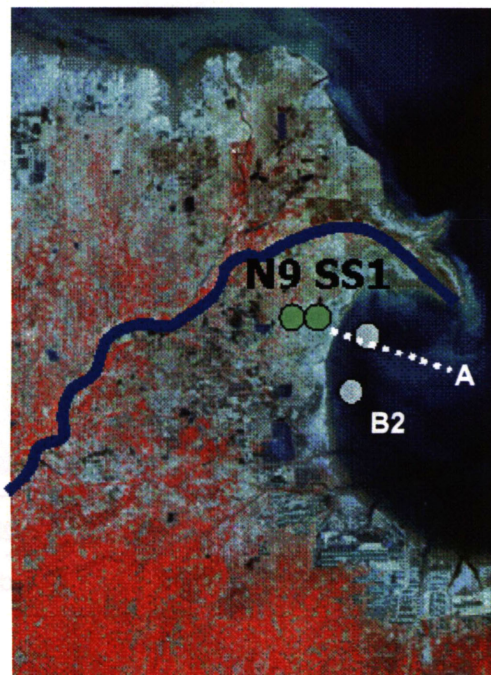


図 7 黄河デルタ沖合い調査地点 A, B

*N9: 沿岸観測井, SS1: 沿岸ピエゾメータ

今回は、水圧の測定を行なう時間がなかったため、動水勾配を求めることはできなかった。採水した試料は、分光法により栄養塩類を分析した。

図 8 に海岸線から 7km 地点までの海水及び海底間隙水の塩分濃度分布を示す。間隙水の塩分濃度が、海水の値に比べて低い 1km、3km 地点では、地下水の湧出が示唆される。しかし、それ以外の地点では、海水と同様かそれよ

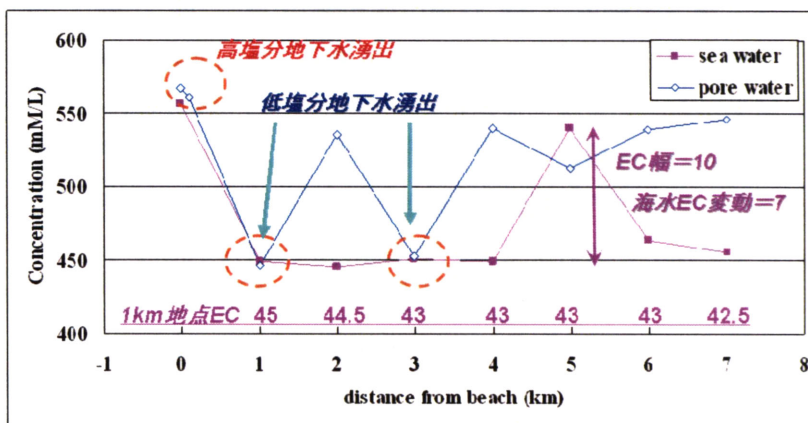


図 8 黄河デルタ沖合 (A ライン) における電気伝導度の分布

り高い値を示し、明瞭な地下水湧出の傾向が示されなかった。ただし、海岸線付近では、明らかに海水よりも高い値を示し、陸域で濃縮された高濃度の塩分を含む地下水が湧出していることが示唆された。

続いて、図9に海岸線から7km地点までの海水及び海底間隙水の溶存窒素(DN)濃度分布を示す。図10に、シリカ濃度の分布をそれぞれ示す。DN濃度の場合、間隙水中の濃度が0km、1-3km、6-7kmの範囲が海水よりも高く、地下からの窒素の供給を示唆した。また、シリカ濃度の場合、0km、1-3km、6-7kmの範囲で供給を示唆した。結果として、3つの栄養塩類の供給を示した地点は比較的似かよっていた。ただし、これらは、地下水によって陸域から輸送されてきたものとみるのは問題である。すなわち、図7でみられるように、地下水の湧出の可能性があるエリアは、1km及び3km地点であるため、この地点以外では、別な過程(再生産)によって、生じたと考えることが出来る。

現状は、地下水湧出域が狭く、一方で、海底における再生産が多いことが特徴である。しかし、このあたりは、河川が運んできた懸濁物質が堆積しているエリアであり、これらが栄養分を含んでいることが予想され、これらからの供給もありうる。ただし、シーページ(石飛, 2007)による結果は、3km付近で淡水流出量が最大になっていて、その点では本結果と一致している。しかし、0km、2km、4km、6-7kmにおいて、海水のEC以上になっている点では、隣接して計測されたシーページメータの結果と一致しなかった。

これに対して、窒素濃度の深度プロファイルの測定結果を図11に示す。図は0kmから7km地点まで示す。図から明らかなように、深部ほど濃度が高い。特に、2km、6km、7kmがその傾向が強い。2km地

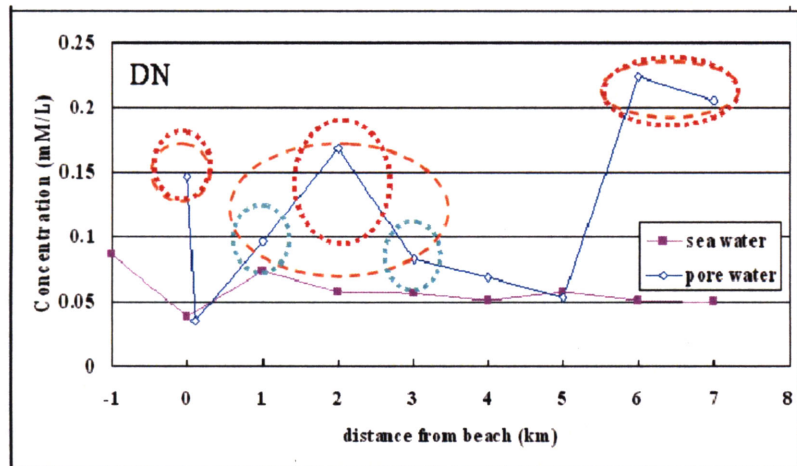


図9 海岸線から7km地点までの海水及び海底間隙水の溶存窒素(DN)濃度分布。

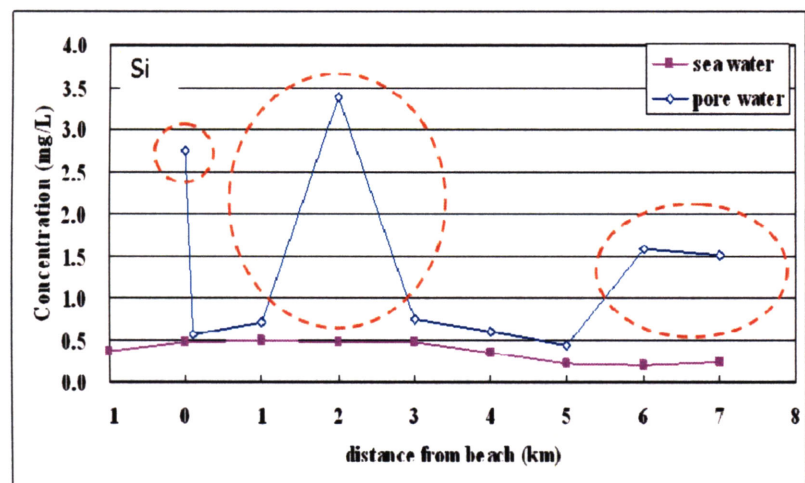


図10 海岸線から7km地点までの海水及び海底間隙水の溶存珪素(Dsi)濃度分布。

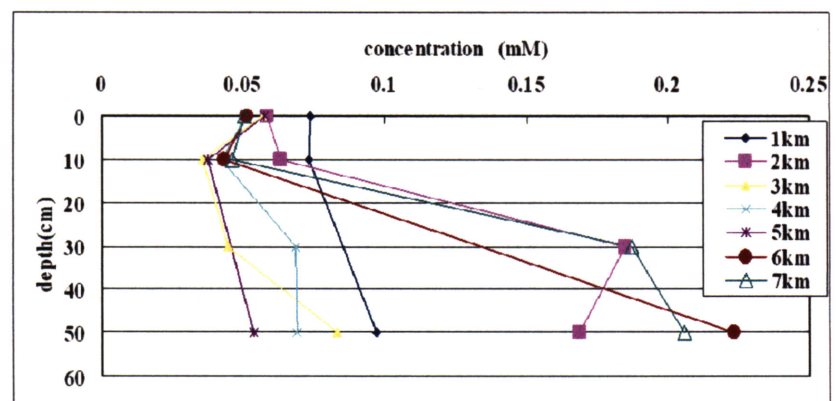


図11 海岸線から7km地点までの海水及び海底間隙水中の溶存窒素濃度プロファイル

点では地下水流出が想定されていたので、陸域からの可能性があるが、それ以外の地点では、一旦表層で生成した溶存窒素が、海水の再循環の過程で地下に移動していることが示唆される。

また、栄養塩流出に関しては、陸域地下水のダイレクトな流出が濃度の点で重要であるが、前述したように、地形勾配が小さいため、河川流量に比べるとさほど大きな流出量にはならない。しかし、河川流出の激減した断流の時代には、そこまで劇的に変化していなかったと考えられる地下水流出の果たした役割は少なくなかったであろう。さらに、現在は、養殖や製塩などの沿岸域での活発な人間活動により、人工的な海水再循環が生じていて栄養塩流出に大きく貢献している可能性がある。一方で、沿岸には、深度 20m より深部にも帯水層が存在している。しかも、電気伝導度が低く (5mS/cm)、一方で栄養塩濃度の高い帯水層である (YS4-1 の深度 30m)。しかし、この深度 30m の地下水の年代は、1 万年以上前で、ほとんど動いてないことが確認されていて、現在の栄養塩流出への寄与は期待できない。このように地形勾配の緩い地下水ゆえに、最終氷期以降、海水面が回復した際に流出が阻害されてしまった化石地下水が深部には存在しているのも大きな特徴であろう。

黄河P地下水班の成果と残された課題

谷口真人(総合地球環境学研究所)

1. はじめに

黄河プロジェクトのデルタ地下水班の役割は、黄河流域の最下流にあるデルタ地域における水と物質の移動を、“黄河断流”および“渤海湾への影響”の観点から明らかにすることにある。2003年から2006年にかけて計5回の集中的な観測(内3回は渤海調査班と合同観測)を行い、モニタリングシステムによる地下水連続測定、利津での河川水調査・分析(中国側に依頼)、沿岸・河口での調査(フロリダ州立大学との共同)とあわせて、解析を行った。最終年度を迎える黄河プロジェクトのデルタ班としての総括と成果の取りまとめ、および残された課題を検討した。

2. デルタ内での地下水動態

黄河デルタの地下水の動態を明らかにするために、地下水流動、帯水層構造、塩水・淡水分布などの解明を主な目的とした調査解析を行った。コアボーリングによる水理・水文地質調査、比抵抗による塩水・淡水分布調査、地下水ポテンシャル調査などを行った結果、平坦地であるデルタにおける地下水ポテンシャルを詳細に明らかにする手法として、GPSを用いた広域地下水調査の有効性を確認することができた。また、その結果得られた地下水ポテンシャルと、比抵抗測定による塩水・淡水分布、コアボーリング結果により、デルタ域における地下水の動態を明らかにすることができた(図1)。流量が比較的多い時期(通常期)と流量の少ない時期(断流時想定)における地下水流動の違いを明らかにした。

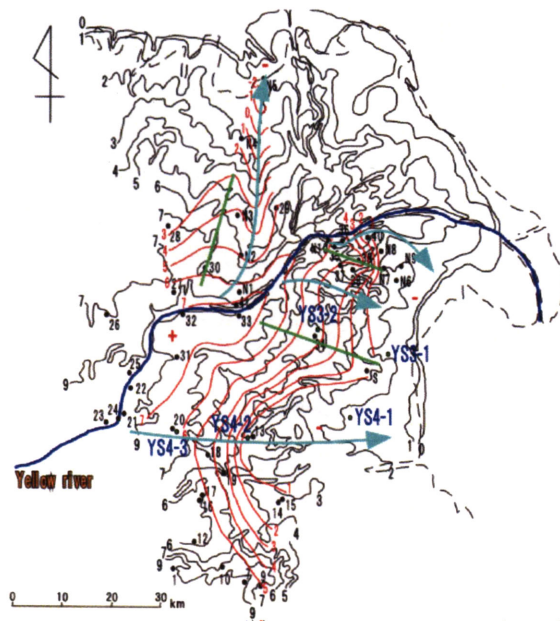


図1：地下水流動状況
(通常期、2004年9月)

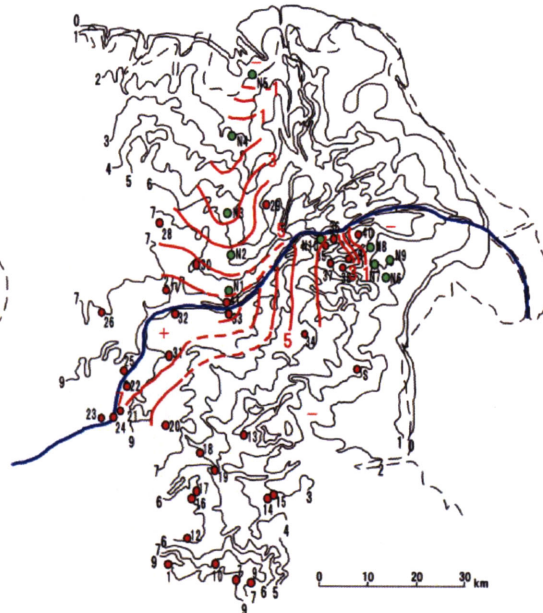


図2：地下水流動状況
(断流時想定、2005年5月)

流量の少ない時期(断流時想定)には、動水勾配が小さくなるものの、河川流量が減少することから、地下水流出の役割が相対的に大きくなることが明らかになった。

3. 河川水・地下水・海水相互作用

黄河流域デルタ地域は、河川水・地下水・海水が接する地域であり、黄河断流がデルタ地域の環境に与える影響を明らかにする上で、3者の流動方向、大きさなどを明らかにすることが重要である。これまでの調査の結果、黄河河川水から地下水への水の流動、黄河デルタから渤海への地下水流出が認められた(図3)。また、黄河—地下水—渤海の連続測線による地下水の水質分布(図4)から、淡水(黄河河川水起源)と海水(渤海起源)の置換の様子が明らかになった。

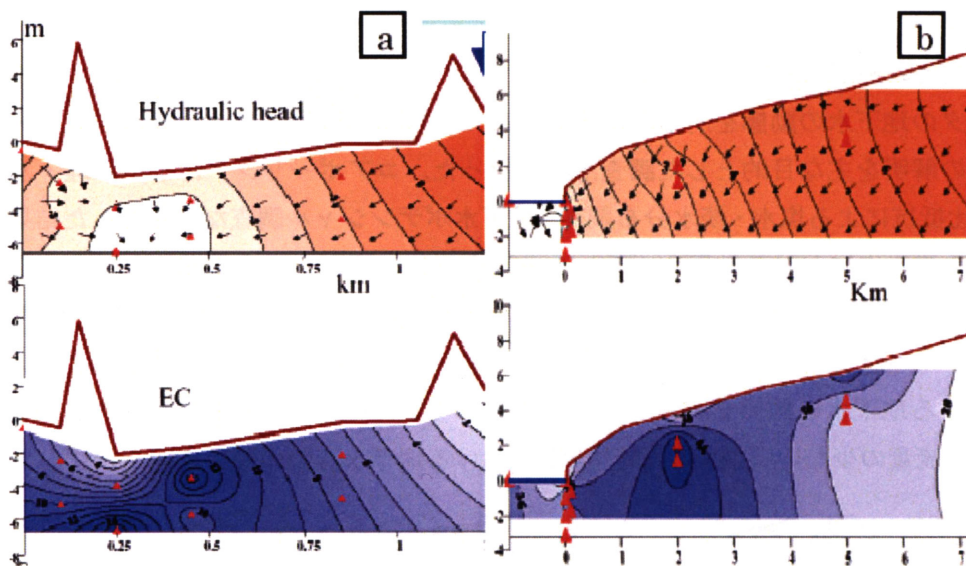


図3：地下水流動方向

上図：地下水ポテンシャルと地下水流動方向、下図：地下水電気伝導度

左図：河川—地下水境界(右が黄河)、右図：地下水—海水境界(左が渤海湾)

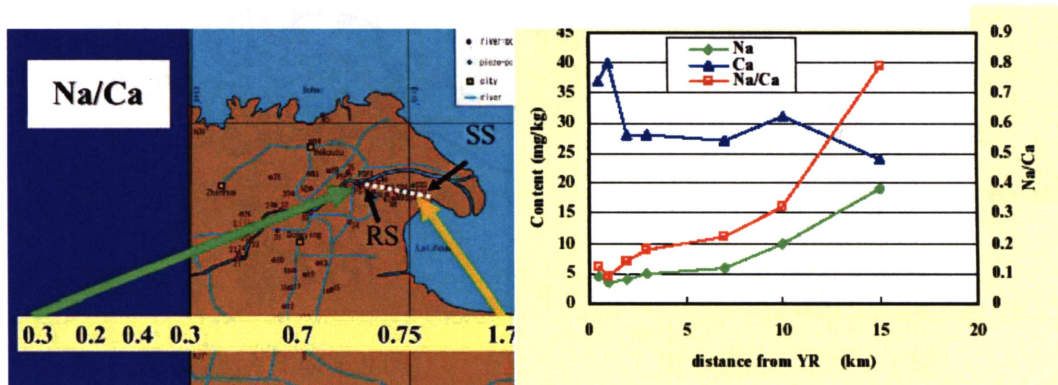


図4：黄河(RS)－渤海(SS)間の地下水水質(Na, Cl)分布

4. 黄河影響圏

新たに設けたモニタリング用観測井を用いた地下水連続測定により、黄河河川水と周辺地下水の連続性の解析から、黄河下流域の **impact zone** が少なくとも両岸 40km に及んでいることが水理的・水質的連続性から明らかになった(図 5)。このことは、地形学的流域界を超える水と物質の移動を示しており、海への地下水流出もふくめて、下流域におけるトランスバウンダリー現象として一般化できる概念である。

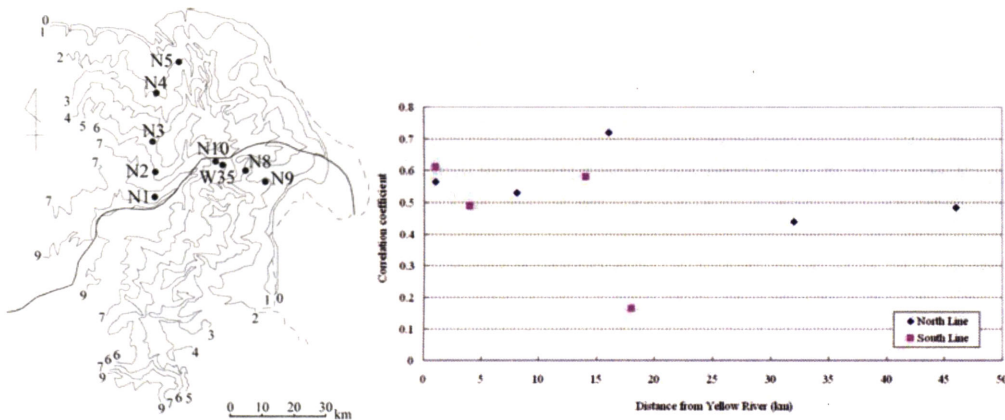


図 5：黄河河川流量変動と各井戸内地下水位変動との相関係数

また、デルタを含んだ黄河下流域（花園口より下流部）の水収支解析により、花園口—利津(デルタ内)間の水損失 128 億トン/年は、灌漑水で約 6 割が消費され、天津や青島へ約 2 割が越境水として輸送されていることが明らかになった。

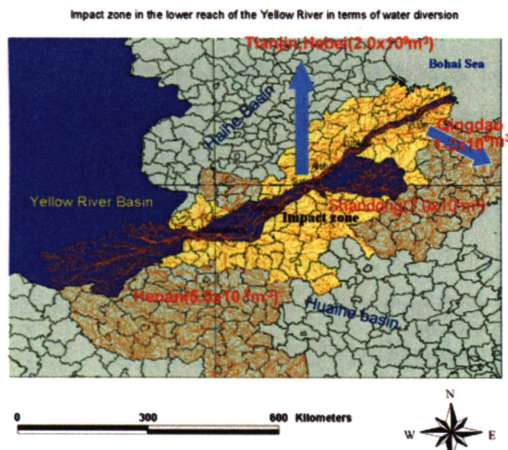


図 6：黄河下流域の灌漑地と越境水

表 1：黄河下流域（花園口—利津）における水収支

黄河下流域水収支 (128億t/y)	
(1) 灌漑 (その後蒸発+地下水)	371mm = 74億t 灌漑面積(2x10 ⁶ ha)→ 全体の6割
(2) 黄河川面からの蒸発	1km(幅)x780km(長さ)x 1400 mm = 11億t
(3) 飲料水(黄河下流域:2500万人)	50t/人/年 x 2500万人 = 12億t
(4) 流域を越えた水輸送	22億t
Hebei Province, Tianjin City :20億t	
Qingdao 2億t	

5. デルタ域から渤海への水・物質輸送

研究期間中計 4 回にわたり、渤海への沿岸地下水流出状況の調査を行った。この調査は、黄河断流時の想定も含めて、流量の異なる時期を選定して行われた。2004年9月（通常流量）のデルタ沿岸域での地下水流出量調査と利津での黄河河川流量との比較から、デ

ルタから渤海湾への地下水流出量は河川流出量の3-8%であることが明らかになった(河川水:地下水=15:1、図5、図6)。一方、2005年5月(河川流量が2004年9月の5分の1)の調査では、渤海への地下水流出量自体は2004年9月(通常流量)の3分の2と少ないものの、河川水と地下水との割合は3:1程度と地下水流出の重要性が増すことが明らかになった。つまり河川流出と地下水流出の渤海への影響については、断流時には地下水の寄与率が通常時よりも大きくなるといえる。

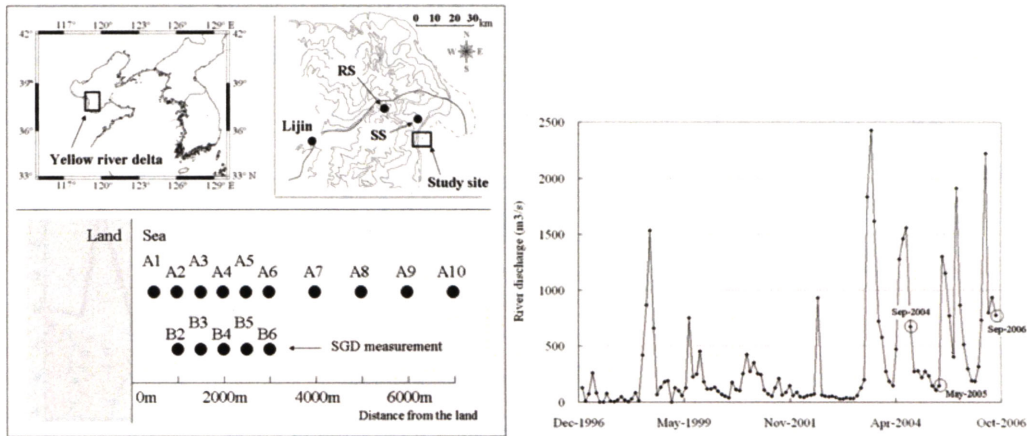
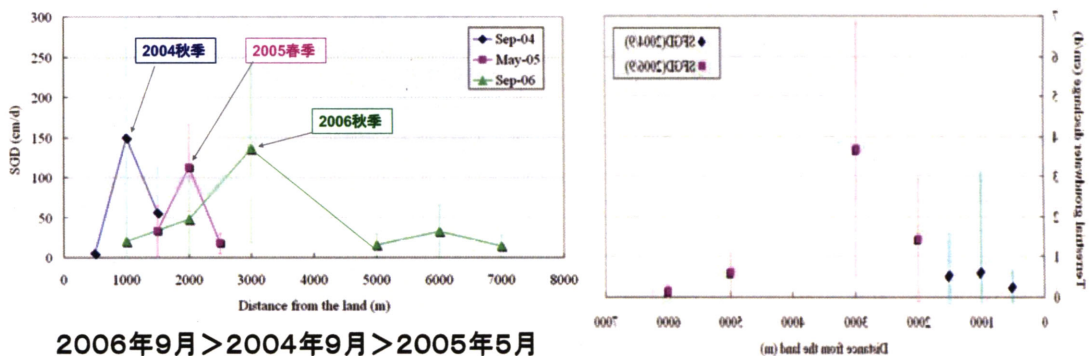


図7：シーページメータの設置位置(左)と黄河流量変化(右)

自動シーページメータを用いて測定した地下水流出量(SGD)と、分離した淡水成分(SFGD)の分布の経年変化を検討した結果、両者ともピークが沖合いに2年間で約2 km移動した様子が明らかになった。これはLANDSAT data (LANDSAT5, TM sensor, FASTB)により解析した海岸線の移動と一致しており、地下水流出量分布の沖合いへのシフトは、この堆積物による海岸線の沖合いへの移動が原因であると考えられる。

地下水湧出量測定結果(経年変化)



2006年9月>2004年9月>2005年5月

図8：全地下水湧出量の分布(左)と淡水地下水湧出量の分布(右)

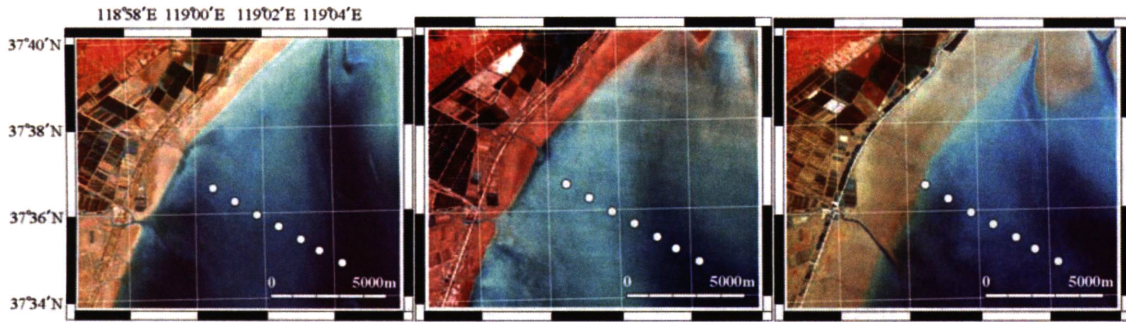


図9：2004年9月（左）、2005年5月（中）、2005年9月（右）の海岸線の位置

黄河デルタにおける自動式シーページメータを用いた地下水流出調査の結果、地下水流出量（SGD）は2004年9月が $2,300 \text{ m}^3/\text{m day}$ 、2005年5月が $304 \text{ m}^3/\text{m day}$ 、2006年9月が $3065 \text{ m}^3/\text{m day}$ であった。黄河デルタの海岸線を350 kmと仮定すると、デルタ全域からの地下水流出量は2004年9月が $9,300 \text{ m}^3/\text{s}$ 、2005年5月が $1,200 \text{ m}^3/\text{s}$ 、2006年9月が $12,000 \text{ m}^3/\text{s}$ となる。それぞれの時期の黄河河川水の流量(利津)は $676 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $145 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $778 \text{ m}^3/\text{s}$ であったので、デルタ域から渤海湾への全地下水流出は河川流出量のそれぞれ13.8、8.5、16.0倍になる。ただしこれは正味の地下水流出(SFGD;淡水成分)だけではなく、再循環水(RSGD;海水)も含むことに注意を要する。

一方、陸域からの淡水地下水流出成分を全地下水流出成分から分離するために、海水と陸水の2つのエンドメンバーを用いた成分分離を行い、淡水成分の漏出面を海岸から2 kmとすると、地下水流出淡水成分(SFGD)は2004年9月で $18 \text{ m}^3/\text{m/day}$ 、2006年9月28日 $28 \text{ m}^3/\text{m/day}$ となった。海岸線の長さ350 kmと観測地域の透水係数データを重み付けしてデルタ全域の値に換算すると、正味の地下水流出(SFGD; 淡水成分)は2004年9月で $110 \text{ m}^3/\text{s}$ 、2006年9月には $170 \text{ m}^3/\text{s}$ であった。これらの値は、それぞれ黄河河川流量の4.5%と7.0%を占めることになる。

これらの黄河デルタでの値(SGD、SFGD)を世界の各地の値と比較すると、淡水成分の地下水流出量(SFGD)は、勾配がなだらかな地形的特色や透水係数などの地質的特色を受けて、比較的少ない値を示しているのに対し、全地下水流出量(SGD=SFGD+RSGD)は、緩傾斜の沿岸による広い干潮域の影響を受けて、大きな値となっている。

一方、地下水流出および河川流出に伴う物質負荷に関しては、それぞれの水フラックスとそれぞれの濃度の積から求められる。水フラックスを河川水：地下水=100：5とした時の、各溶存成分の河川水と地下水の割合を評価すると、シリカの負荷に関しては、河川水：地下水=100：60、総リンの負荷は河川水：地下水=100：50となり、地下水寄与率がこれまで考えられた以上に大きいことなどが明らかになった。

窒素に関しては、地下水流動に伴う還元環境下での脱窒の影響を受けて、寄与率は河川：地下水=100：2.4と小さい値になった。このことは、直接地下水流出(SFGD)では、渤海における最近の窒素濃度上昇を説明できないことを意味する。ただ、海底間隙水の窒素濃度は陸域地下水の様に脱窒の影響を受けておらず、黄河起源の堆積物が再循環

水により溶出・生産されて渤海湾に流出している可能性は否定できない。黄河本流だけではなく小河川からの窒素流入とあわせて、今後の課題として残された問題である。

6. 測定手法の統合

デルタ域における河川水・地下水・海水相互作用研究においては、様々な評価手法を同じ研究対象地域で行うことで、評価方法の統合化を図ることが試みられた。地球物理的探査手法としては、GPS を用いた地下水面の詳細評価方法の確立、比抵抗法による間隙水の塩分濃度分布評価、地下水流出量計による直接地下水流出量の測定、光ファイバーによる地下水流出地点の特定、地下水位・ポテンシャルの連続測定による黄河河川水と地下水との圧力伝播からインパクトゾーンの特定などを行った。また、地球化学的評価方法としては、各種安定同位体・放射性同位体の測定による水の起源と滞留時間の評価、溶存成分の化学分析による陸域から海域への物質負荷量の評価、ボーリングおよび間隙水の解析による堆積環境の推定などである。これらの手法は、それぞれが新しい測定手法であるばかりでなく、同じ研究対象地域で異なる手法を併用することで明らかになったことも多い。このことはプロジェクト研究の「手法」の確立方法・評価方法として特記できる。

また、黄河デルタグループは、渤海グループと合同で計 3 回観測を行った。渤海グループのモデル解析の境界条件としての陸側データの受け渡しとしてのみではなく、モデル自体の改良（地下水流出成分の組み込み）などが行われた点で、異なる分野（陸水学と海洋学）の共同研究がプロジェクト研究をとおして図ることができた。

7. 結論

黄河プロジェクト「デルタ地下水班」の結論は以下のとおりである。

- (1) 標高データのない平坦な黄河デルタ域において、GPS による広域地下水位計測の有効性を明らかにすることができた。
- (2) 井戸のない黄河デルタ域深部の情報を得る方法として、リモート比抵抗測定により深部地下水淡水・塩水分布を評価することができた。
- (3) デルタ域の水の流動方向として、黄河から地下水、地下水から渤海湾の流れがあることが確認できた。
- (4) 黄河下流域の水理学的連続性を表す impact zone は 40km 以上であること、流域外への水供給を含めた impact zone の設定が重要であることが示された。
- (5) 流量の異なる時期の比較研究により、黄河断流時は地下水の渤海への寄与率が大きくなることが明らかになった。
- (6) 陸域デルタから渤海湾への地下水流出分布は、堆積による海岸線の移動により沖合いにシフトとすることが明らかになった。
- (7) 地形勾配が緩慢な黄河デルタでの SFGD (淡水成分) は小さい (黄河河川流出の 5-8%) が、干潮帯の広いデルタでの SGD は大きい(黄河河川流量の 8-16 倍) ことが明らかに

なった。

- (8) デルタ全域から渤海湾への淡水地下水成分は数パーセントに過ぎないが、渤海へのシリカ・リンの地下水寄与率は、黄河による負荷量のそれぞれ 60%・50%と、大きいことが明らかになった。
- (9) 渤海における最近の窒素増加の原因として、黄河起源の堆積物が再循環水により溶出・生産された可能性がある。
- (10) 黄河下流域（花園口―利津）の水損失の 6 割が灌漑水として使われ、2 割が天津・青島などの流域外へ輸送されていることが水収支により推定された。
- (11) 沿岸海洋学と陸水学(地下水学)の両者による補完的な共同研究により、境界領域の新しい研究分野に踏み込むことができた。

8. 今後の課題

- (1) 渤海の窒素濃度上昇に対する原因として、いくつかの仮説を提案することはできたが、特定するまでにはいたらなかった。
- (2) 沿岸海底地下水流出の状況を定量的に把握することはできたが、再循環プロセス(特にどのように再循環水が流入するか)については、明らかにすることができなかった。
- (3) 様々な物理学手法と化学手法の統合を図ることはできたが、沿岸域の生物・生態への影響については今後の課題となった。

2007年夏の萊州湾と黄河干潟域での観測結果について

郭新宇¹・王強¹・山口一岩¹・柳哲雄²・邹立³・高会旺³・米鉄柱³

¹愛媛大学, ²九州大学, ³中国海洋大学

1. はじめに

これまで、黄河プロジェクトは2004年9月と2005年5月に萊州湾と渤海中部で2回の現地観測を行い、水温、塩分および栄養塩の空間分布と季節変動を把握してきた。ところで栄養塩は、海水、黄河水、地下水、三要素の観測値の間に大きな差があり、その解釈に干潟域と岸付近における栄養塩分布を知る必要がある。また、黄河口と離れた場所で高濃度の栄養塩が観測されたため、黄河以外の河川から流出する栄養塩フラックスを知る必要もある。また、長期変動として、海水中の栄養塩濃度は高くなっているにも関わらず、我々が把握している陸起源の栄養塩負荷には増加がみられない。したがって、産業として近年成長してきた養殖業に関わる養殖池における栄養塩濃度を知る必要もある。

これらの問題を解決するため、2007年7月3日～9日に図1に示す観測点で萊州湾と黄河干潟域での栄養塩マッピング調査を行った。大きな空間勾配を示していたこの海域での栄養塩分布を把握するため、これまでの観測より密な観測点を設置した。観測は萊州湾西部(図1、上)を担当する海班、干潟域(図1、中)を担当する干潟班、小さな川と養殖池(図1、下)を担当する陸班といった3つのグループに分けて行った。観測項目は水温、塩分と栄養塩類を中心とし、Chl-a、SPM, PAR, DOも含まれている。観測期間を挟む4月～10月の黄河流量(利津)を図2に示しているが、この図から2004年と2005年の観測と違って、2007年の観測は黄河の「調水調沙」時期と重なっていることが分かる。

2. 観測結果

萊州湾西部の表層塩分の分布に対する、黄河水の影響は顕著である(図3)。「調水調沙」の影響で、塩分は概ね30 psu以下であり、過去2回の観測で得られた塩分より低い。また、25 psu以下の低塩分水が南方ではなくて、東方に向かっている。この分布から「調水調沙」時期の低塩分水の挙動は河川水が持っている慣性と南東風が大きく影響されていると推定できる(Wang et al., 2008)。

親生物元素(図4と図5)はこのような低塩分水の分布に対応して、高濃度の硝酸態窒素、全窒素、全リンと溶存態珪素が黄河口から東方にかけて分布している。このことから、「調水調沙」に伴う黄河から流出された栄養塩(硝酸態窒素、全窒素、全リンと溶存態珪素)は萊州湾内部より渤海中部に供給されていたと言える。一方、亜硝酸態窒素、アンモニア態窒素、リン酸態リンは黄河から流出された低塩分水に対応しておらず、干潟域と岸付近で高濃度の分布が見られている。このことから、アンモニア態窒素の分布に干潟域における生物過程の影響が大きいと推測できる。また、リン酸態リンの分布は黄河水にリン酸態リンの濃度が低いことと、小さな川にリン酸態リンの濃度が高いことに関係する。したがって、萊州湾周辺の小さな川は栄養塩の供給源、特にリン酸態リンの供給源として注目すべきである。また、エビとカニの養殖池から高濃度の栄養塩が検出されておらず、栄養塩の供給源として除去できると考えられる。

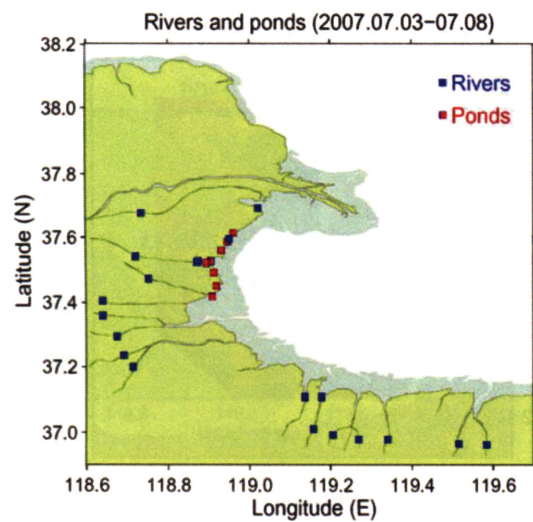
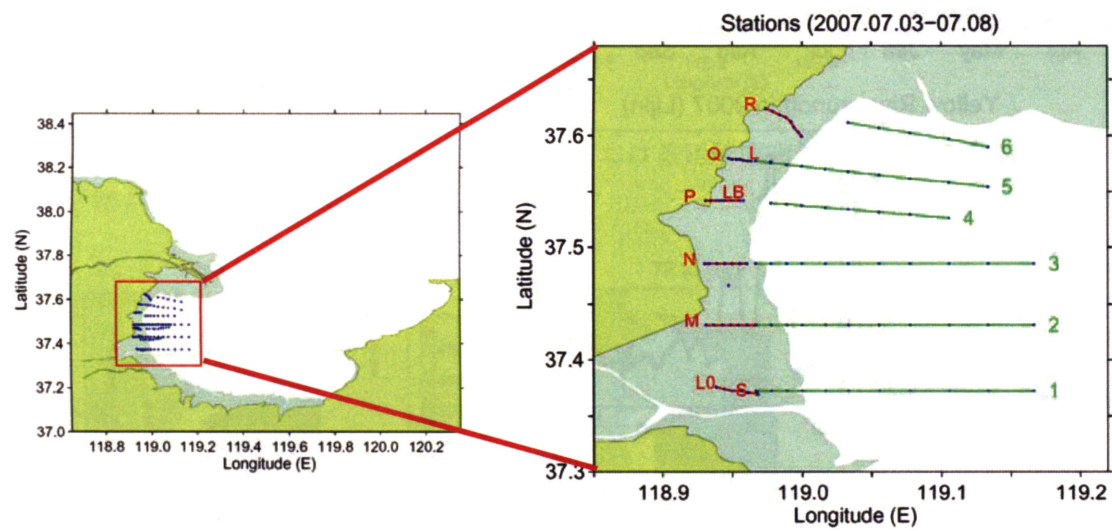
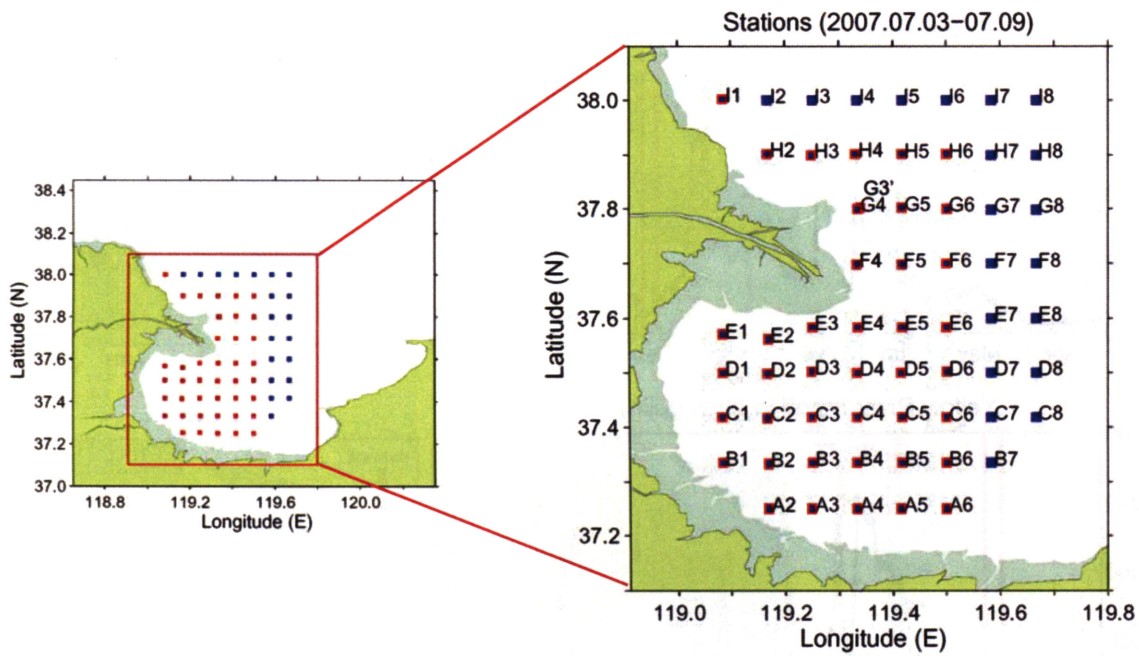


図 1. 菜州湾 (上)、干潟域 (中) と陸上 (下) の観測点。菜州湾では青点で水温と塩分、赤点で水温、塩分と水質が観測されていた。干潟域では赤線が徒歩で、緑線が船舶で観測を行った。陸上では青点が河川、赤点がエビとカニの養殖池を示している。

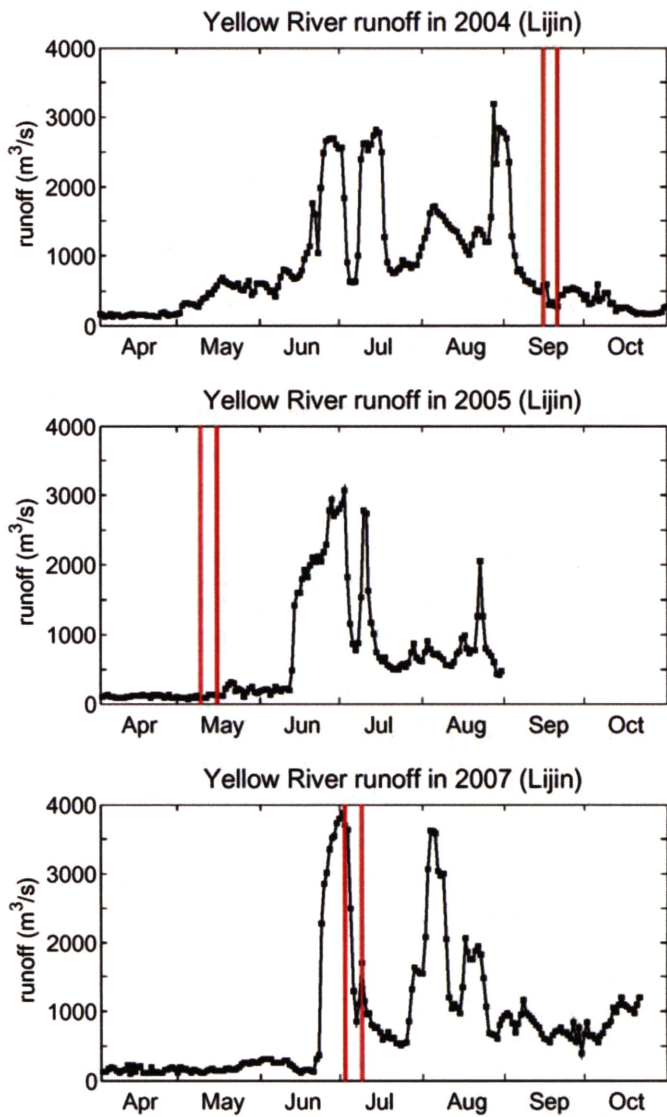


図 2. 2004 年、2005 年と 2007 年の 4 月～10 月の黄河流量。赤線で挟むのは観測期間である。

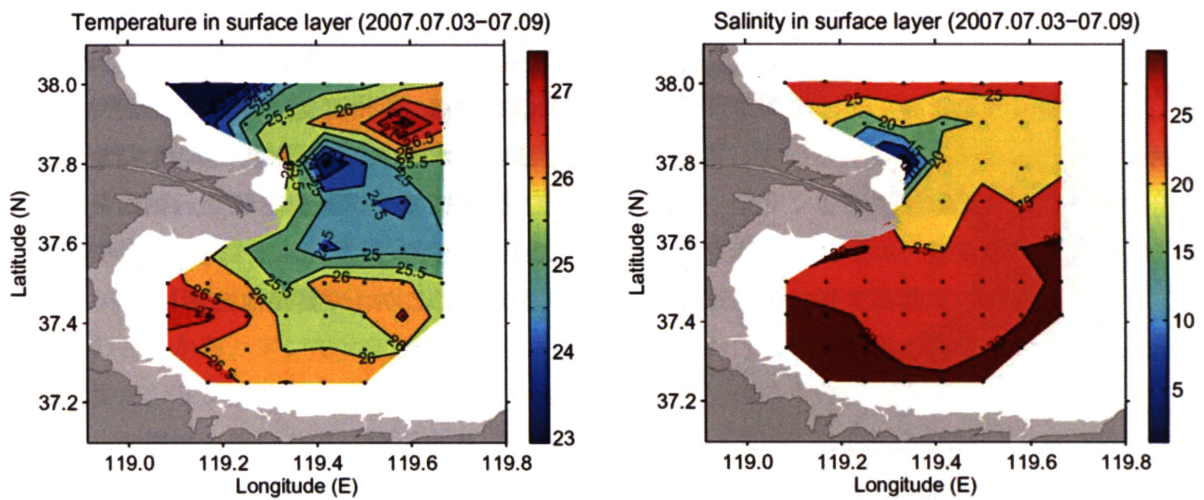


図 3. 2007 年 7 月に莱州湾で観測された表層における水温（左）と塩分（右）。

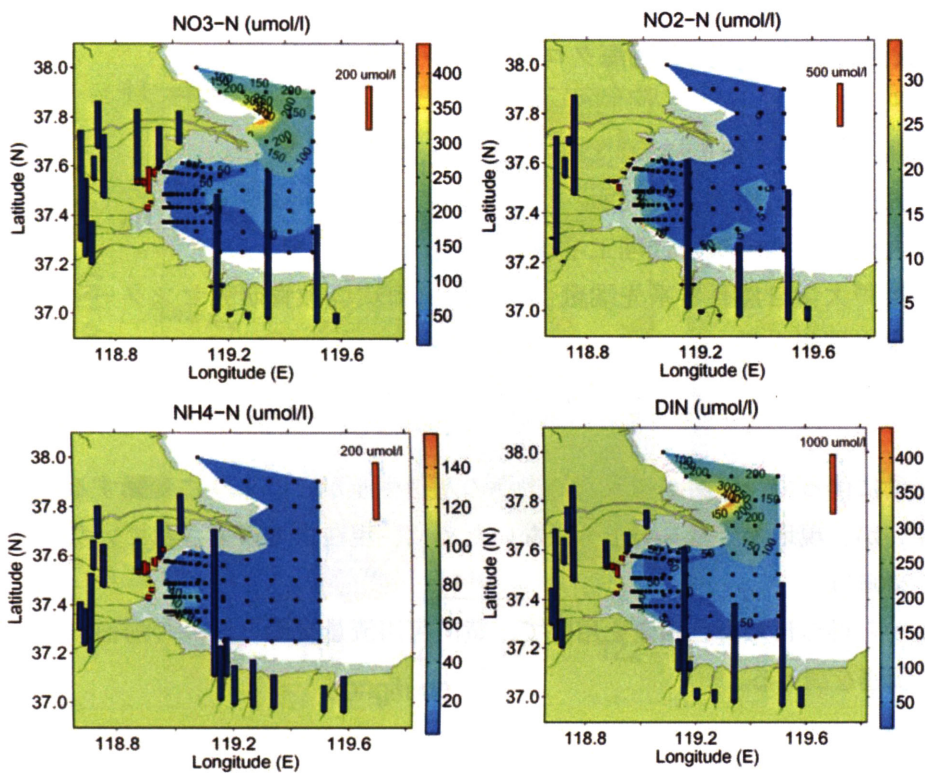


図 4. 莱州湾西部、黄河干潟域、川と養殖池における硝酸態窒素、亜硝酸態窒素、アンモニア態窒素と溶存無機窒素の分布。

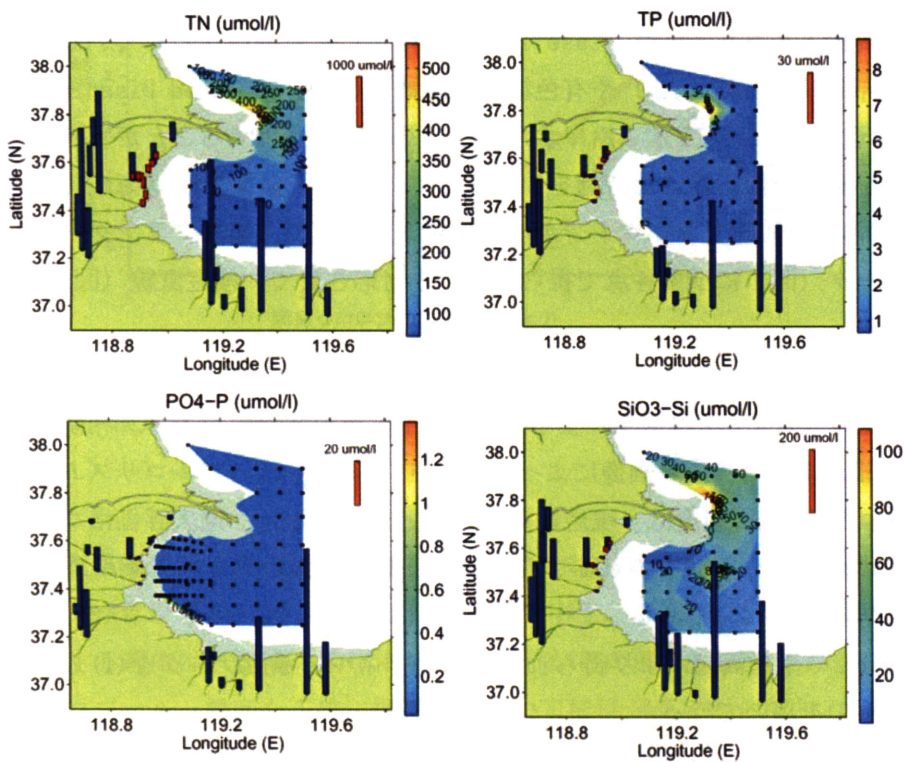


図 5. 莱州湾西部、黄河干潟域、川と養殖池における全窒素、全リン、リン酸態リンと溶存態珪素の分布。

黄河河川流量変動と渤海クロロフィル *a* 濃度変動

柳 哲雄¹・迫田祥哉²・林 美鶴³・浅沼市男⁴

1. 九州大学応用力学研究所
2. 九州大学大学院総合理工学府
3. 神戸大学自然科学系先端融合研究環内海環境教育研究センター
4. 東京情報大学

1. はじめに

黄河の河川流量変動に伴って、黄河が流入する渤海の基礎生産がどのように変動するかという問題は興味深いが、現地のデータが十分でないために、現在まで研究されていない (Hayashi et al., 2006¹⁾)。

本稿では人工衛星から得られた海色画像を用いて、黄河河川流量変動と渤海の海面クロロフィル *a* 変動との関連を調べる。

2. 使用データ

解析には、Lijin (図 1 参照) における黄河河川流量データ (Daily status of Yellow River, the Yellow River Conservancy Commission, <http://www.yellowriver.gov.cn/other/hhsq/hhsq.asp>) と、SeaWiFS の海色画像を用いた。

SeaWiFS の海色画像解析アルゴリズムは、Case I 水 (外洋水) を対象に作られているので、懸濁物質 (SS: Suspended Sediments) や有色溶存有機物質 (CDOM: Colored Dissolved Organic Matter) を多く含んだ Case II 水 (沿岸水) には、そのまま適用することができない。そこで、海色画像を画像が撮影された時刻を中心にして、前後 4 日間に現地海域で行われたクロロフィル *a* 濃度 (植物プランクトンが持つ葉緑素の濃度で、植物プランクトン濃度を表す) の観測データ (図 1 に示す各点で得られた) と対応させて、検定直線 (図 2) を描いた。その結果、

$$Y=1.87X-7.59 \quad (1)$$

という関係が得られた。ここで、*X* は衛星による推定値、*Y* は現場観測値を表す。相関係数は 0.76 である。(1) 式によると、衛星画像によって得られ、Case I 水のアルゴリズムを使って推定されたクロロフィル *a* 濃度は、現地観測データと比較すると、過大評価になっている。渤海湾海水中に存在する SS や CDOM が、見掛け上、衛星画像のクロロフィル *a* 濃度を高めているからである。

以後の解析は、SeaWiFS の衛星画像により得られたクロロフィル *a* 濃度データを (1) 式の検定直線で補正したものをを用いて行った。

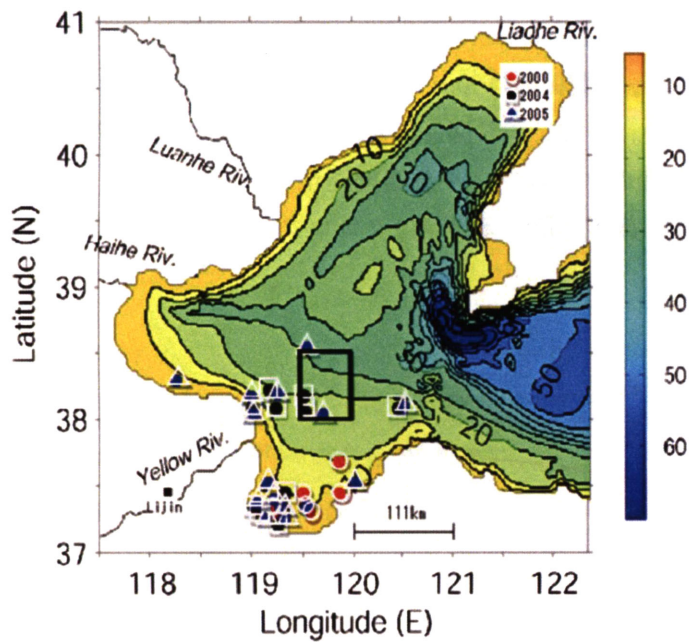


図1 黄河と渤海。丸印はクロロフィル a の観測点。四角は SeaWiFs の画像解析範囲。

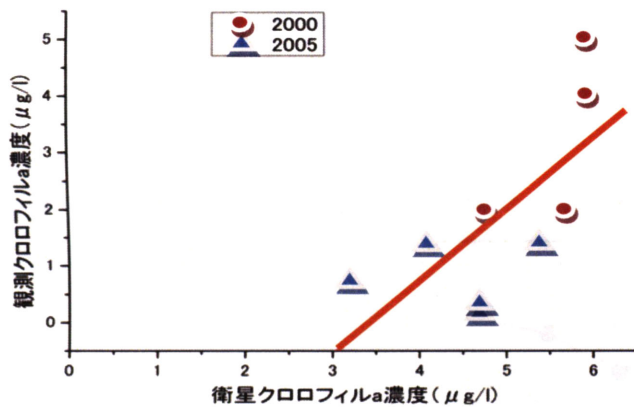


図2 検定直線

3. 解析結果

衛星画像から得られた渤海中央部（図1中に黒枠で示す、119.5~120.0°E、38.0~38.5°N）のクロロフィル a 濃度の経年変動を解析する。渤海中央部のクロロフィル a 濃度のみを解析する理由は、渤海の沿岸海域は、黄河からの濁水の影響が大きくて、衛星画像によりクロロフィル a 濃度を正確に捉えられない可能性が高いからである。

SeaWiFS によって得られた渤海中央部の同海域のクロロフィル a 濃度の経年変動を図3(a)に示す。縦棒は1年間の標準偏差を示す。同じ図に描かれた、人工衛星 NOAA によって

得られた海面水温の経年変動（図 3(c)；柳ら、2007²⁾；クロロフィル *a* との相関係数は 0.25) や NCEP (National Centers for Environmental Prediction) の再解析データから得られた渤海への短波放射量（図 3(d)；相関係数は-0.17) の経年変動は、渤海のクロロフィル *a* 濃度経年変動と対応していない。一方、同じ図に描かれた、黄河河川流量の経年変動（図 3(b)；相関係数 0.74) は、渤海のクロロフィル *a* 濃度経年変動とほぼ対応している。すなわち、2002・2005 年を除けば、黄河流量の多い年はクロロフィル *a* 濃度が高くなり、少ない年は低くなっている。

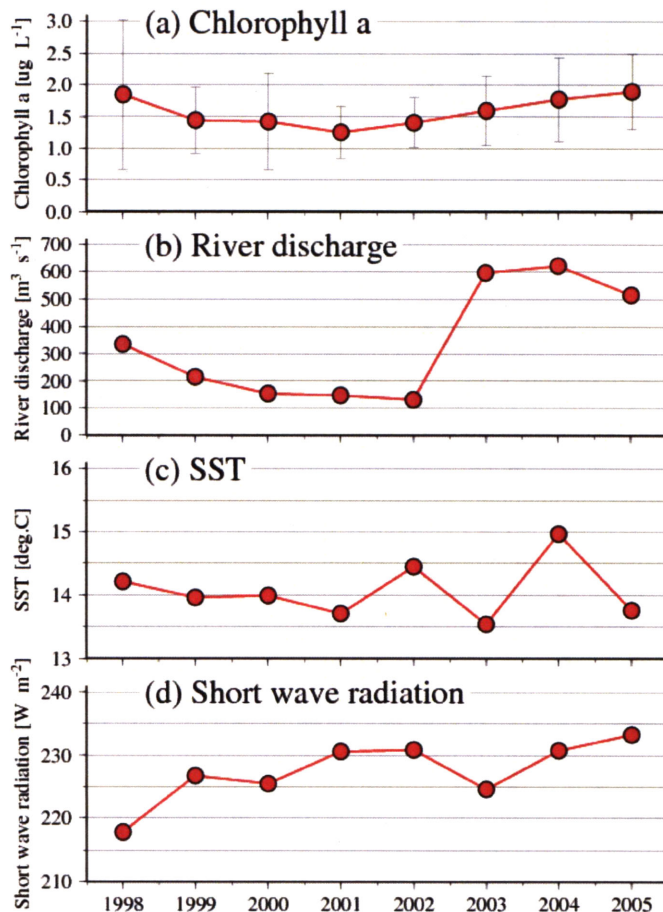


図 3 渤海中央部のクロロフィル *a* (a)、黄河河川流量 (b)、渤海海面水温 (c)、渤海への海面日射量(d)の経年変動。

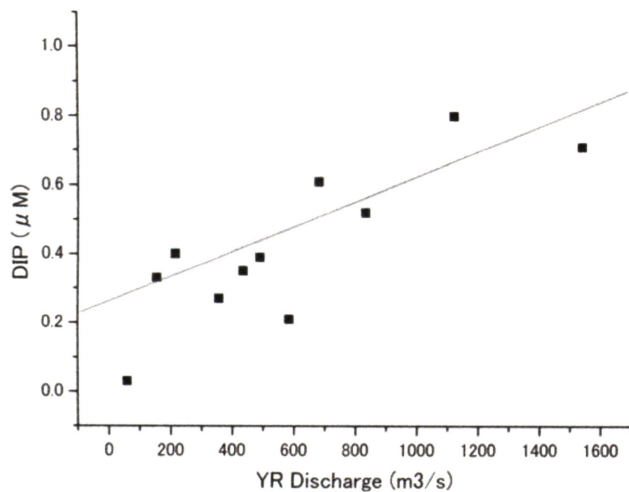


図4 黄河河川流量と渤海 DIP 濃度の相関。

4. 考察

黄河河川流量と渤海の DIP 濃度 (Hayashi et al., 2006¹⁾) の相関関係を図4に示す。黄河流量の多い年は渤海の DIP 濃度が高くなっていて、相関係数は 0.83 と高い。1980 年代半ば以降、渤海の基礎生産の律速栄養塩は DIP となっている (Hayashi et al., 2006)。したがって、黄河河川流量が渤海の DIP 濃度に影響して、さらに基礎生産の大きさを決め、クロロフィル *a* 濃度の増減を決めていると考えられる。

5. おわりに

今後生態系モデルを用いた詳しい解析を行って、黄河流量と渤海の低次生態系の定量的な関連を明らかにしていきたい。

参考文献

- 1) Hayashi, M., T. Yanagi and R. S. Zeng (2006) Year-to-year variations in the Yellow River discharge and the environment of the Bohai Sea. Proceedings of Techno-Ocean Symposium, paper No.162
- 2) 柳 哲雄・迫田祥哉・境田太樹・川村 宏(2007)渤海における海面水温季節変動振幅・位相の経年変動. 九州大学総合理工学報告 (印刷中) .

水権取引による黄河流域の発展と我が国の貢献方策のあり方に係る考察

東 修 (名古屋大学)

1. はじめに

現在中国では、南水北調、西電東送、西気東輸などの大規模プロジェクトの実現による経済発展の更なる促進を国家の重点政策として位置付けている。この中で、黄河流域はオルドス盆地の天然ガス、内モン自治区、山西省、陝西省に代表される石炭など、豊富な資源に恵まれており、エネルギー供給基地としての発展が期待される。一方で、黄河流域では、水不足が今後の経済発展の足枷となる可能性も否定できない。

こうした中、内モン自治区では、発電セクターが節水灌漑インフラに投資し、節水による余剰水を農業セクターから獲得する、いわゆる水権取引によりエネルギー生産を活発化させる取組が試験的に開始された。この水権取引が有効に機能した場合、黄河流域は水供給制約下での発展が可能となる。

そこで本研究では、水権取引による黄河流域の発展及びこれに伴う課題を明らかにした上で、流域社会の安定化に資する我が国の貢献方策のあり方について論じる。具体的には、まず中国国家発展戦略における黄河流域の位置づけを明確にし、黄河流域における水権取引の意義について述べる。次に我が国を含む海外資本の中国への進出状況から黄河の発展段階を見極める。さらに水権取引による黄河流域でのエネルギー増産及び中国全体の発展と、環境負荷増大、地域格差拡大の関連性を明らかにし、渇水によるリスクマネジメント等を踏まえた上で、我が国の黄河流域への貢献方策について検討する。

2. 中国国家発展戦略における黄河流域の位置づけと水権取引

(1) 中国3大プロジェクト（南水北調、西電東送、西気東輸）と黄河流域

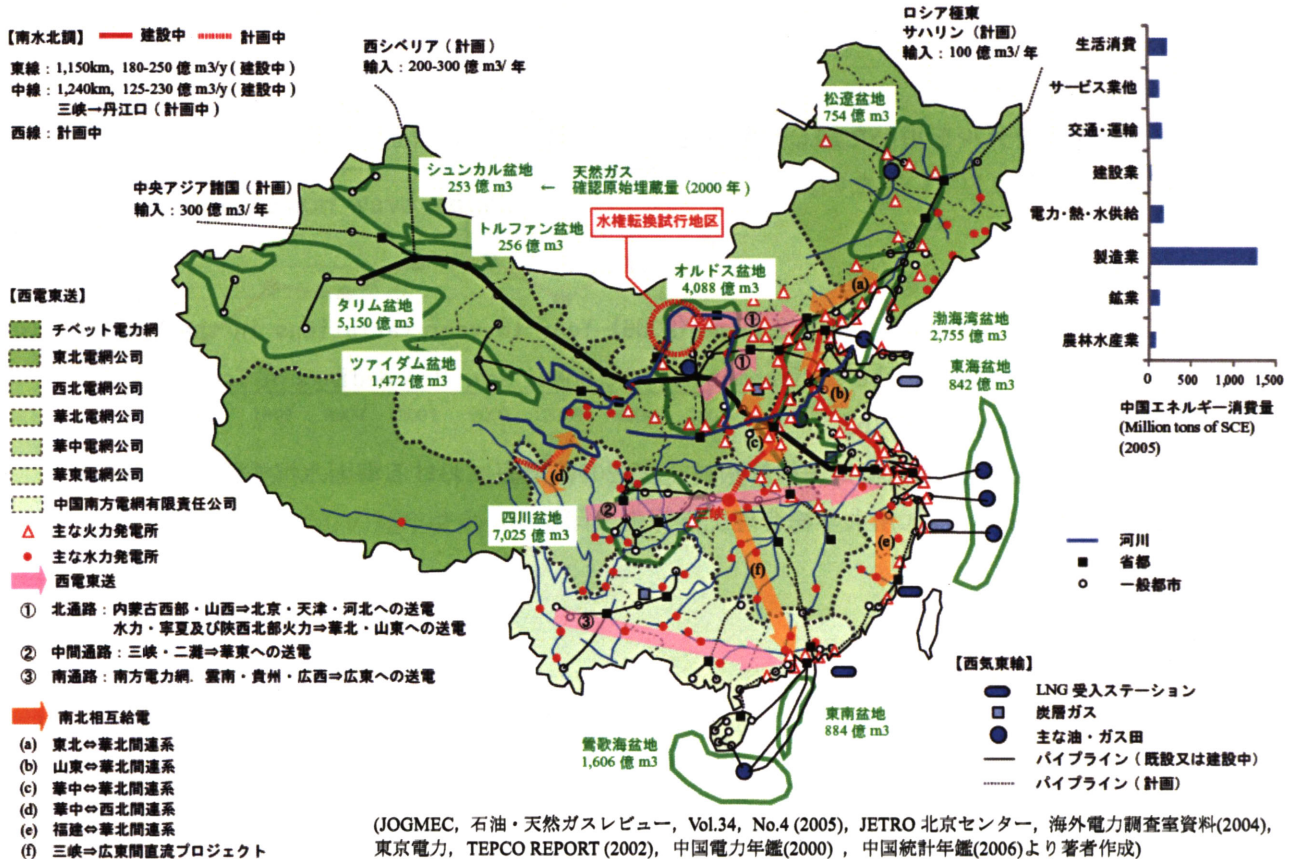


図1 中国国家発展戦略と黄河流域

図1に中国国家発展戦略における黄河流域の位置づけを示す。

まず、西気東輸では、西北部のタリム盆地、ツァイダム盆地などのガス田と、黄河流域のオルドス盆地のガス田がパイプラインで結ばれ、オルドス盆地を起点に、北京及び上海向けにパイプラインが分岐される。オルドス盆地の天然ガス埋蔵量は、4,088億 m^3 （確認原始埋蔵量、2000年）であり、大都市への重要な天然ガス供給基地であることが分かる。

次に、西電東送では、北通路、中間通路、南通路のうち、黄河流域は、北通路に属する。ここでは、内蒙古自治区西部、山西省の豊富な石炭を背景に、石炭火力発電による北京、天津、河北省への送電、及び黄河における水力発電、寧夏自治区、陝西省北部の石炭火力発電による華北地域、山東省への送電が計画されている。これより、黄河流域の中・上流部は、北京、天津及び黄河流域下流部の発展地域への電力供給拡充のための重要な役割を担う。

また、南水北調では、東線、中線はすでに建設中であり、長江からの水輸送により、北京、天津の水不足の解消は目前に迫っている。また、図より、東線、中線上には、主要な石炭火力発電所が数多く立地しており、東部への電力供給の拡大も可能である。一方、西線は、黄河流域に水を直接供給できる唯一のラインであるが、依然計画段階であり、地形等の問題により工事の実施も非常に困難とされている。

以上より、現状では、黄河流域は実質的に水供給制約下でのエネルギー供給基地としての発展を実現しなければならない。

(2) 黄河流域における水権取引の意義

黄河水利委員会は、1997年の深刻な黄河断流を受け、黄河の水資源管理を強化し、流域内各省・自治区への取水可能量を制限した。内蒙古自治区では、黄河からの水資源分配量は年間56.8億t（過去の渇水期における実質分配水量は年間48億t）であるが、現在、同自治区での使用量はすでに分配量の上限に達している。また、制度上、今後、エネルギー増産のために黄河から新たな水資源を獲得することは困難である。一方、内蒙古自治区におけるセクター別の水利用量は、農業用水が全体の94%を占めるが、灌漑効率は40%程度と低い。

こうした背景から、内蒙古自治区は、発電・工業セクターが農業セクターに節水灌漑インフラ整備のための投資を行い、農業セクターは節水による余剰水を発電・工業セクターに提供する、水権取引制度を新たに確立し、水権取引に係る詳細な計画を策定した上で、黄河水利委員会から同制度実施の許可を得た。これにより、水供給制約下における黄河流域の発展の可能性が見出された。

図2に現在の内蒙古自治区の水権取引に係るプロジェクトの実施状況を示す。図より、総投資額6.4億元、水1tの節約に約5元必要とあるが、北京、天津の電力需要拡大により、本投資額は十分に回収可能であると考えられる。

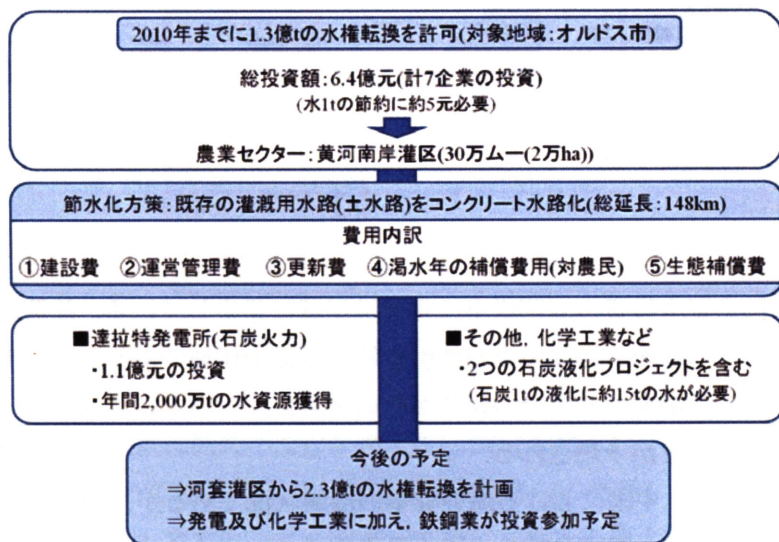


図2 内蒙古自治区における水権取引プロジェクト実施状況

3. 黄河流域及び中国全体の発展と環境負荷

(1) 黄河流域及び中国全体の固定資産投資状況と海外資本の展開

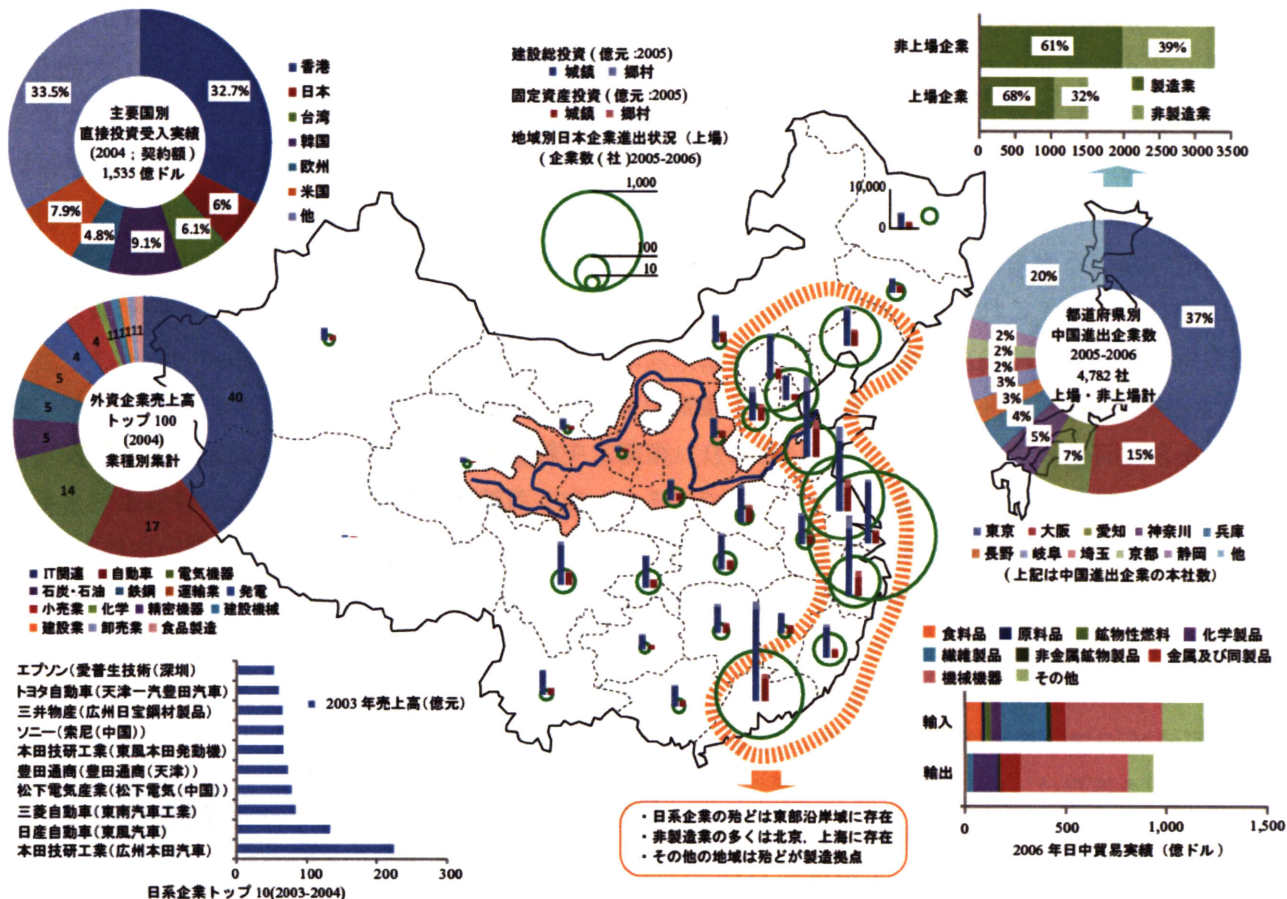


図3 黄河流域及び中国全体の固定資産投資状況と海外資本の展開

(中国進出企業一覧, 21世紀中国総研(2005-2006)及び中国統計年鑑(2006)より著者作成)

図3に黄河流域及び中国全体の固定資本投資状況と海外資本の動向を示す。中国における2005年の固定資本投資の6割以上は東部沿岸域に集中している。前節に示した3大プロジェクトの実施状況を見ても、今後も発展の中心は引き続き東部沿岸域であることは明らかである。黄河流域でみると、黄河下流の環渤海エリアでの投資が他の地域に比し非常に大きくなっており、早急な地域格差の是正は困難であることが予想される。

次に、中国における海外資本の展開状況であるが、2004年の主要国別直接投資受入実績をみると、香港、台湾、韓国及び日本で世界全体の50%以上を占めており、また、殆どの企業は、東部沿岸域に集積している。このため、中国東部沿岸域と香港、台湾、韓国及び日本から構築される東アジア経済圏は非常に巨大なものである。内陸地域への海外資本の展開は製造拠点形成を中心に実施されているが、東部沿岸域の規模に比し、依然小さい。これより、黄河流域における中・上流域の東部沿岸域へのエネルギー供給基地としての発展は、東アジア経済圏の更なる発展及び中国の今後の海外資本の獲得にも大きな影響を及ぼす。言い換えれば、海外の中国進出企業は、中国国家発展戦略及び黄河流域の水権取引促進による東部沿岸域のエネルギー供給の安定化により、更なる利益を得ることが可能となる。

(2) 水権取引による黄河流域の発展と中国全体の環境負荷拡大

図4に黄河流域及び中国の経済発展と環境負荷拡大の因果関係の概念を示す。

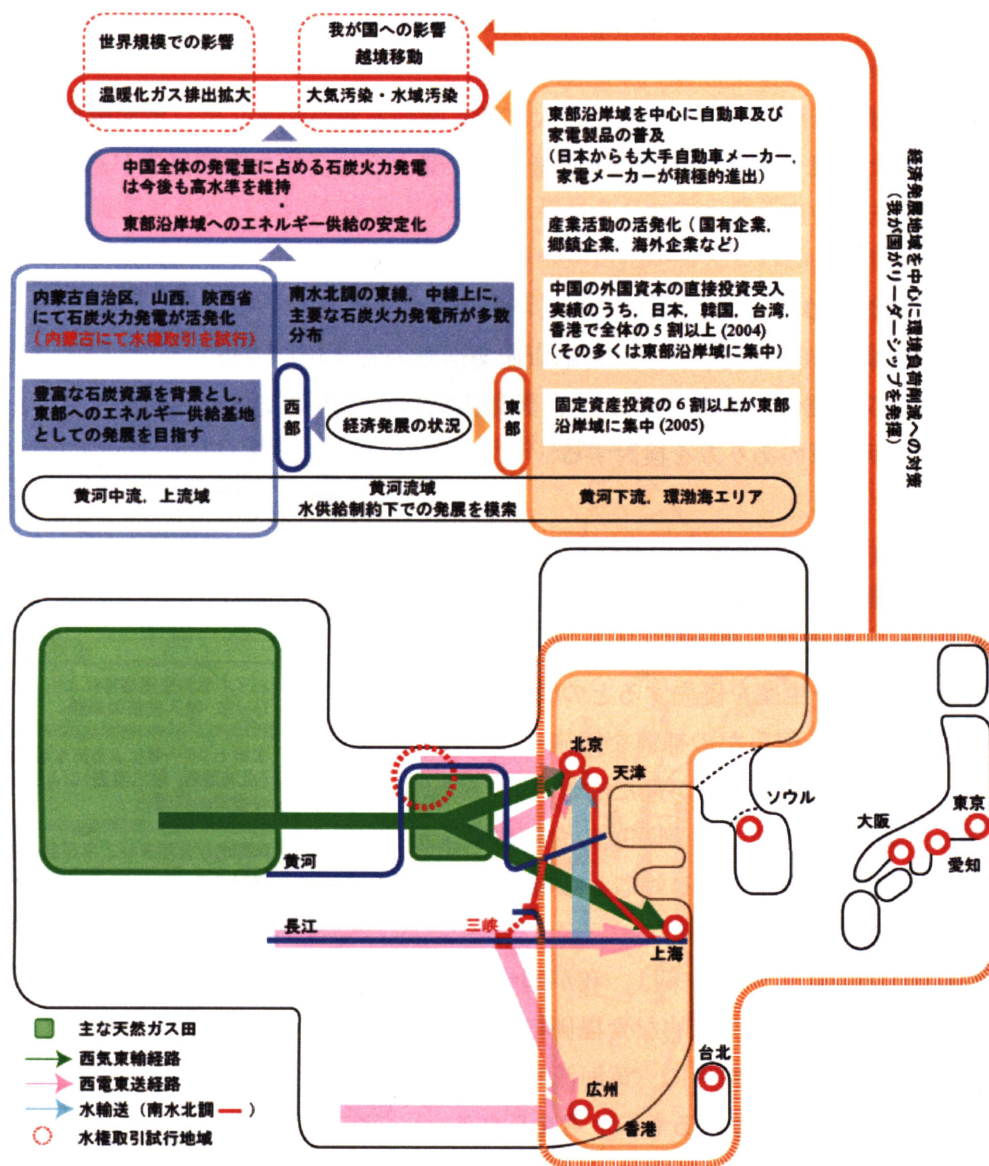


図4 3大プロジェクトによる経済発展並びに環境負荷拡大の因果関係

図より、水権取引の活発化により、黄河流域が水供給制約下でのエネルギー供給基地としての発展を軌道に乗せた場合、西電東送、西気東輸、南水北調との連携により、東部沿岸域はさらに発展し、また、海外企業の産業活動も活発化することが予想される。ただし、エネルギー供給に占める石炭火力発電の割合も今後高い水準を維持し、産業の発展により、家電製品及び自動車の普及拡大も予想されることから、温室効果ガスの排出拡大、並びに中国の大気汚染、水質汚染の深刻化と、汚濁物質の越境移動による我が国を含む東アジア圏の大気・水質汚染が懸念される。

中国の温室効果ガス排出量は、すでに世界のトップクラスにあり、東アジア圏への大気汚染の越境移動も顕在化している。一方、我が国の主要自動車メーカー並びに家電メーカーは積極的に中国に進出し、製造拠点を形成しており、東部沿岸域を中心に製品の普及を図っている。また、我が国の貿易額に占める中国の割合は最も大きく、我が国は、中国における経済発展が及ぼす環境汚染及び地域格差の拡大に深く関わっているといえる。

さらに、前述のとおり、黄河流域の水権取引の活発化により東部沿岸域へのエネルギー供給は安定化されるが、ここで重要なポイントは、渇水期のリスク対応である。黄河流域において、今後深刻な渇水

が発生した場合、農業生産を抑制し、産業活動を優先するのか、また、農業生産を抑制した場合、中国の食糧安全保障をどう維持するか、様々な課題がある。

以上より、中国の経済発展並びに環境負荷拡大に深く関わる我が国として、黄河流域の渇水期におけるリスク対応を含めた環境負荷削減及び地域格差是正に資する包括的な取り組みが必要である。次節に我が国の貢献方策のあり方について示す。

4. 我が国の貢献方策のあり方

ここでは、黄河流域における渇水リスク対応（産業活動の安定化、食糧安全保障対応）、これに連動する農民への補償（収入確保、貧困対策など）、大気汚染、水質汚染及び温室効果ガス排出削減対策について、我が国の貢献方策のあり方を検討する。

(1) 渇水リスク対応 1(食糧安全保障との連携)

内蒙古自治区水利部に対して実施したヒアリング調査により、渇水期のリスク対応は、農業用水を削減、すなわち食糧を減産し、エネルギー生産を優先するとの回答を得た。なお、この際、農民に対し何らかの補償を実施することである。仮に、50年に1度の渇水が来た場合、東ら¹⁾、馬場ら²⁾の研究から、黄河流域では1-2割程度の食糧の減産が予想される。この食糧安全保障に係る対応として図5に示すフローが考えられる。

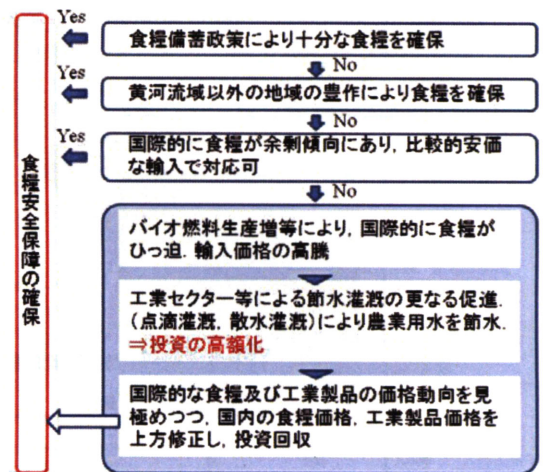


図5 食糧安全保障に係る渇水リスク対応

これに対し、我が国がとりうる方策は、我が国の食糧自給率を向上させることにより、国際的な食糧価格の安定化に貢献することである。これは同時に、黄河流域渇水時の中国の食糧政策の安定化にも寄与するものと考えられる。

(2) 渇水リスク対応 2(水質汚染対策との連携)

現在、黄河流域で試行されている水権取引は、工業セクター・農業セクター間のみで実施されている。これを工業セクター・工業セクター間、工業セクター・生活セクター間等で実施した場合、排水処理施設に投資した上で、処理水を獲得するといった水権取引が成立する。これにより、節水のみならず、水質汚染対策も可能となる。図6に工業セクター・生活セクター間の水権取引の一例を示す。

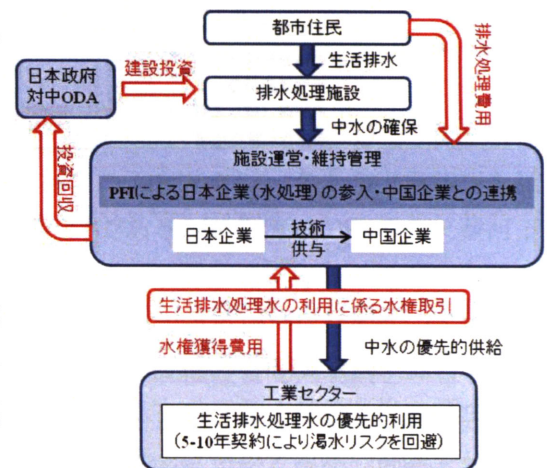


図6 工業セクター・都市生活セクター間の水権取引手法の一例

日本政府の対中ODAにおける水処理施設建設等は過去に多くの実績があり、また中国における水処理事業への海外資本の参入もすでに甘肅省蘭州市等でフランス企業などの実績がある³⁾。このため、図のようなPFIによるスキームの確立も可能であると考えられる。また、既存資料⁴⁾により、2004年における中国各省の排水処理施設の初期投資及び維持管理費から処理水 1t当たりの獲得に係る費用を試算したところ、約5元/tであることが分かった。これに対し、2004年現在の北京市の都市用水価格は3.7元/t、工業用水価格は5.6元/tであり、今後ますます高くなることが予想されている⁵⁾。以上より、通常の工業用水価格に対し、中水をより安価で提供できれば、図のような工業セクター・都市セクター間の水権取

引は可能と考えられ、我が国としても、技術のみならず、水資源管理に係る効果的なシステムを提供することで、黄河流域の節水並びに水質汚染対策に貢献することができる。

(3) 地域格差是正のための農民支援

工業セクター・農業セクター間の水権取引では、工業セクターから農業セクターに節水灌漑投資が実施される。ここで、農民が得られる利益は、食糧生産の安定化が考えられるが、個々の所得の増加にはつながりにくい。また、先に示したとおり、黄河流域で渇水が発生した場合、水権取引により、水資源は工業セクターで優先的に活用される。ここでは、中国の農民の直接的な利益を確保すべく、中国の農民に対する我が国の支援を促進するための論理的根拠を示したうえで、具体的な支援方を提案する。

1) 中国農民に対する我が国の支援促進のための論理的根拠

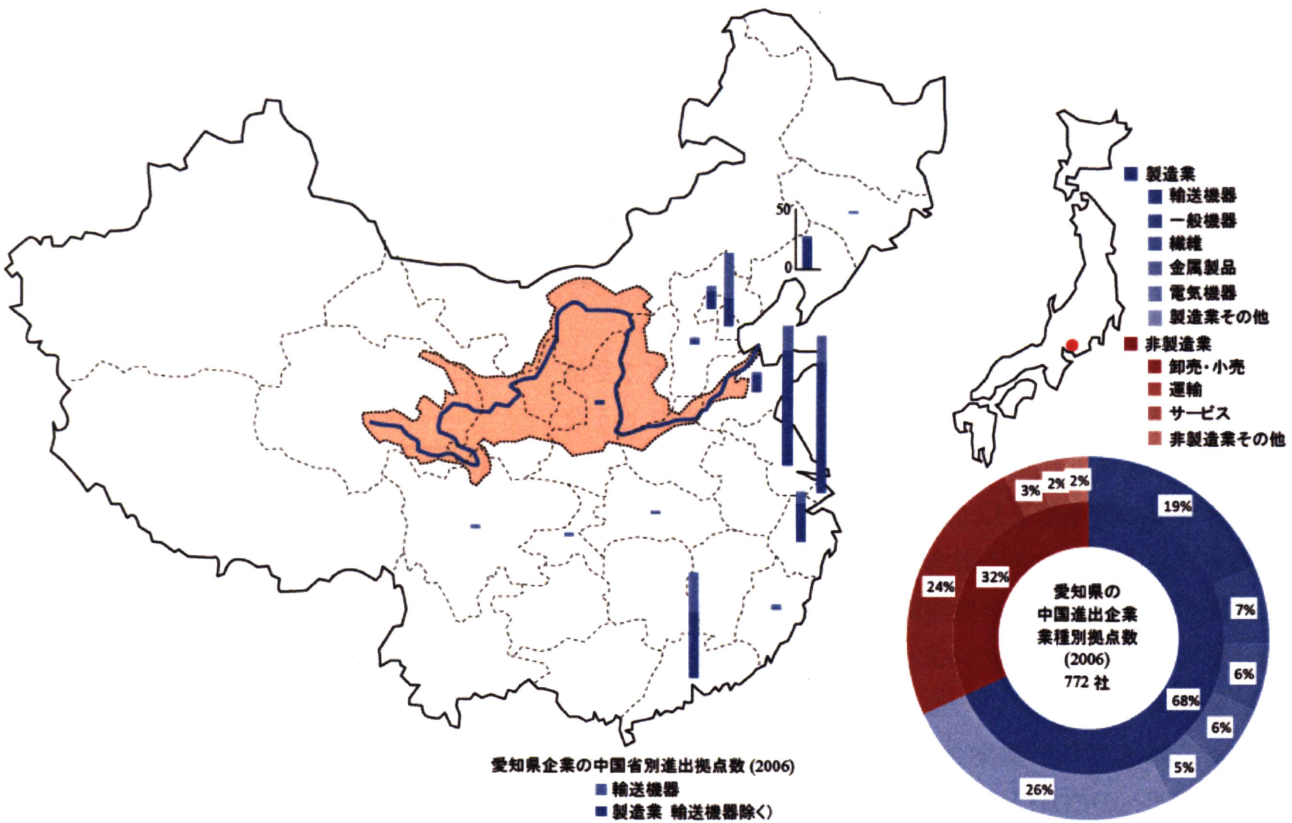


図7 愛知県企業の中国進出状況(2006)

(愛知県内企業の海外事業活動(2007), 愛知県, より著者作成)

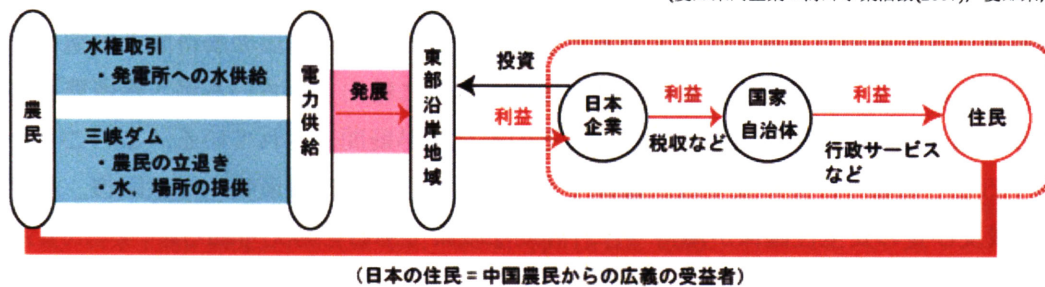


図8 中国農民から我が国の住民が得る便益

図7に愛知県企業の中国進出状況を示す。愛知県では大手自動車メーカー及び関連部品メーカーの天津、広州への進出が目立ち、この両地域は、それぞれ水権取引により内蒙古自治区から、三峡ダムから電力の供給を受けている。水権取引は農民からの水の提供によって成立し、また三峡ダムは農民の立退

きによって成立している。これより東部沿岸域の発展は、農民の協力の上で促進されているといえ、同地域での日本企業の利益は、結果的に企業本社所在地の自治体の利益となり、自治体の行政サービスを受ける地域住民の利益となる（図 8 参照）。こうした因果関係から、我が国の地域住民は、中国農民からの広義の受益者であるといえる。

よって、特に東部沿岸域に積極的に展開している日本企業が多数存在する自治体（図 3 参照）または当該自治体の住民が中国農民に対し何らかの支援を実施することは、受益者負担の原則に則っており、むしろ促進すべきであると考えられる。

企業の論理からすれば、直接的な利害関係にないものに対し、支援を実施することは困難であり、大きな支援の展開も期待できない。そこで、ここでは公共政策としての支援方を自治体及び国家の視点から模索する。

2) 我が国の支援策の提案 1（マイクロクレジットの活用）

現在、中国政府は将来的なマイクロクレジット機関の確立に向け、農村部金融市場改革など、様々な取り組みを実施している。また、グラミン銀行、国際金融公社、ドイツ復興金融銀行など、海外の金融機関による協力もみられる⁹⁾。しかし、資金源の不足、制度の未整備など、中国におけるマイクロクレジット市場の確立には課題が多い。

そこで、我が国の自治体として、現在、各自治体で受益者負担の原則により実施されている森林環境税のような仕組みをつくり、住民から徴収した税金を中国のマイクロクレジットの資金源として利用できれば、中国における同システムの確立に大きく寄与することが予想される。ただし、同時に、我が国の金融機関、学術研究機関も中国の社会状況にあうマイクロクレジット市場の確立に向け、有効なシステムを提供していくことが不可欠である。

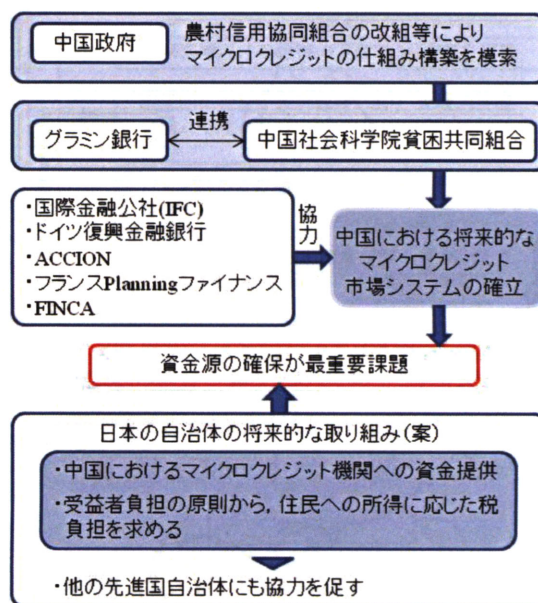


図 9 中国におけるマイクロクレジット機関の確立に向けた課題と我が国の支援策

3) 我が国の支援策の提案 2（温暖化対策としての CDM の活用）

農業部門への CDM として考えられる方策は、中国の農村に減農薬、無農薬有機栽培に係る農法を普及させ、化学肥料、農薬製造に係るエネルギー消費を減らすことにより、我が国がこのエネルギー消費の減少分を自国の CO₂削減量として計上する、といったものである。一般的に通常の作物に比し、無農薬栽培により生産された作物は高値で取引されることから、これは中国農民の所得向上に寄与することが予想される。また、現在、中国産の農産物は我が国にも大量に輸出されているが、残留農薬の基準値オーバーにより、輸入中止の措置が取られるなど、その安全性が疑問視されている。このことから、上記取組を促進することにより、食の安全性が確保でき、中国にとっては農産物の信頼回復、我が国にとっては、CO₂削減及び食の安全性確保が期待でき、有効な政策であると考えられる。

(4) 大気汚染・温室効果ガス削減対応

図 4 に示したように、黄河流域の水権取引の促進により、同流域の石炭火力によるエネルギー供給基地としての基盤が強化され、東部沿岸域はさらに発展し、都市インフラの拡充により、エネルギーを必要とする自動車及び家電製品の普及が加速する。同時に、大気への環境負荷が増大し、大気汚染、温室効果ガスの排出拡大をもたらす。

一方、上海を拠点とする米、独の大手自動車メーカー各1社及び広州を拠点とする日韓の大手自動車メーカー計5社の自動車生産台数は、2005年の時点ですでに200万台を突破しており、中国のモータリゼーションの進展及び大気への環境負荷の拡大に大きく寄与している。また、図3より、日韓台及び香港の中国への投資は世界全体の5割を超えており、その多くが製造拠点としての投資であること、中国のエネルギーの大半が製造セクターで活用されていること、一方で日韓台の3カ国は、中国大気汚染の越境移動による被害者であること、を考えると、先進国、特に東アジア圏における大気汚染、温室効果ガス削減対策のための枠組み構築が求められる。

COP13においてバリ・ロードマップが採択され、中国も削減努力を受け入れた。2009年に向け、ポスト京都議定書に係る新たな枠組みが構築されるが、その中で、上記に示したような炭素リーケージの対応についても議論の対象となることが予想される。現在の中国乗用車市場に占める日米欧のシェアは、2002年に約80%、2005年では約50%と減少傾向にあるものの⁷⁾、その比率は依然大きい。このため、先進国として、炭素リーケージに対する定量的な評価手法を確立し、これへの明確な対応策を示さない限り、中国に具体的な削減目標値の設定を求めることは困難であろう。

よって、我が国として、黄河流域に対するクリーンコール発電などに係る技術供与のみならず、米欧など先進各国との連携、東アジアを中心とする国家間の連携、あるいは企業の進出により大きな利益を得ている自治体間の連携等により、大気汚染対策・温室効果ガス排出削減に寄与するシステムの提供が求められる。

5. まとめ

本研究では、水権取引促進による黄河流域の発展の方向性と海外資本を含む中国全体の経済発展、並びにその発展が及ぼす環境負荷及び地域格差拡大の因果関係を整理した上で、我が国としての貢献方策を提示した。この中で、水権取引促進による黄河流域の発展は、結果的に中国への企業進出を活性化させる先進国に対し大きな利益をもたらす一方、水質汚染、大気汚染の越境移動、温室効果ガス排出拡大に係る懸念を増大させるものであることが分かった。

我が国の貢献方策において一つの鍵となるのは、受益者負担の原則である。中国に進出し産業活動を展開することにより利益を享受しているのは、当事者である企業だけではない。結果的に当該企業の属する国家、自治体及び地域住民へ、その利益は波及する。受益者の定義を拡大することで、先進国の途上国への貢献のあり方は大きく変化することが予想される。特に、炭素リーケージへの対応に至っては、先進国が受益者である、といった意識を明確に持たない限り、実現は困難であろう。まずは、先進国及び中国東部沿岸域などの発展地域が、こうした意識を明確化することが、環境保護及び格差拡大の抑制のために必要であると考えられる。

(参考文献)

- 1) 東 修, 楠田哲也, 王晓昌, 楊大文, 尾崎心平, 馬場啓輔, 柴田勝史: 渭河流域における水量水質統合モデルの開発と供給可能水量の将来予測, 環境工学研究論文集, vol.42, pp.111-118, 2005.
- 2) 馬場啓輔, 楠田哲也, 王晓昌, 楊大文, 東 修, 尾崎心平, 柴田勝史: EPICによる渭河流域の穀物生産評価と食糧安全保障の検討, 環境工学研究論文集, vol.41, pp.659-664, 2004.
- 3) 21世紀経済報道(2007年7月31日付記事)
- 4) 中国環境年鑑, 2000-2005
- 5) 新華社通信(2005年5月31日付記事)
- 6) chinanews ホームページ(<http://view.chinawave.co.jp/detail/144.html>)
- 7) 日本政策投資銀行, 自動車メーカーの中国展開の現状と市場予測, 今月の注目指標 No.099-1, 2006

中国における水権取引と地域開発

石 峰¹・井村 秀文¹・東 修¹・曹鑫¹・大西 暁生²

1 名古屋大学・ 2 総合地球環境学研究所

1. はじめに

中国は1978年の改革開放政策以来、高い経済成長率を維持しているが、特に沿岸部がこの成長の牽引役を担っている。一方、沿岸部から内陸部への経済波及効果は小さく、地域間格差は今後さらに拡大する可能性がある¹⁾。また、近年、経済成長に伴う都市域の急速な人口増加及び産業集積等を背景に、沿岸部を中心に電力不足、北部、特に黄河流域を中心に水資源不足が顕著になっている。これらは今後の中国の経済成長の大きな制約要因となることが予想される²⁾。

こうした問題に対処すべく、1999年に中央政府は第十次五ヵ年計画³⁾の中核として西部大開発を国家戦略として打ち出した。この中で、沿岸部の電力不足を解消すべく「西気東輸」、「西電東送」が、北部の水不足を解消すべく「南水北調」が、主要プロジェクトとして採択された。このうち、南水北調は長江の水を北部へ輸送するものであり、北京、天津等への大都市への導水が図られる東線、中央線は既に着工された。しかし、黄河上中流域の水不足を解消する西線は、工事が最も困難とされる故か、未だ計画段階である⁴⁾。

「西電東送」の華北ルートは、南水北調の西線の対象地域である黄河上中流域の内蒙古自治区、山西省等から北京及び天津へ送電するものである。内蒙古自治区は本計画を受け、豊富な石炭資源を活用した新たなエネルギー生産拠点の設置を検討したが、黄河断流を契機に設定された「黄河可供水量分配方案」に基づく黄河からの分配水量が既に上限に達しているため、黄河水利委員会によって発電に必要な新たな取水は許可されないという事態に陥った⁵⁾。このことは、西電東送プロジェクトの成功には黄河上中流域の水資源の確保が急務であることを示している。

このため、上記に対処する新たな施策として2004年に「黄河水権転換管理実施弁法」が試行された。ここで、「水権」とは、黄河水の取水権を指し、「水権転換」とは黄河水の取水権の取引を意味する⁶⁾。これを受け、内蒙古自治区では発電セクターが農業セクターから水権を取得し、エネルギー産業の発展を図る動きが発生した。ここでの水権転換の手法は発電セクターが農業セクターの節水促進事業に投資し、この結果、発生する農業用水の余剰分を発電に活用するものである。これは供水制約下における水資源配分の有効な手段の一つと考えられる。

これまで、黄河の水資源管理に関する研究は数多くなされてきた⁶⁾。また東(2007)⁷⁾は、黄河の最大支流である渭河流域を対象に水資源の供給制約下での各セクターへの効果的な水資源の配分手法を検討している。また、張(2006)⁸⁾は内蒙古及び寧夏自治区を対象に、農業セクターから工業セクターに水権を転換することにより得られる経済的效果を評価した。しかし、水権転換制度に基づき、効果的な水資源配分並びにエネルギー配分を包括的に検討した研究は未だ見られない。また、現在の中国における水権転換は同一省内のみで認められ、水権転換の範囲を広域化することの是正を論じたものは少ない。南水北調、西電東送等によって中国における水資源及びエネルギー資源の移動が今後ますます広域化していく中で、省間での水権転換を可能と仮定し、これが地域に及ぼす影響について考慮することも有意義である。

そこで、本研究では、内蒙古自治区における発電セクター及び農業セクター間の水権転換を対象に、水権転換を利用した地域開発の可能性を評価することを目的とする。具体的には、まず、対象地域における農業セクターからの転換可能水量を試算する。次に、発電セクター及び工業セクターへの効果的な水資源配分並びにエネルギー配分を、内蒙古自治区内のみで実施するケースと、既存の政策⁹⁾に基づき、内蒙古自治区と北京市を対象に実施するケースの二つについて評価する。さらに、上記の2ケースを比較し、現状の水権転換制度に対し、水権転換の範囲を広域化した場合の経済的效果を明らかにする。

2. 中国の地域開発の推移と水資源管理

(1) 地域開発戦略⁹⁾

中国の地域開発戦略は、1978年以前、「均衡発展論」の概念に基づいていたが、1978年末の改革・開放政策の開始により、事実上「非均衡発展論」へと転換された。鄧小平による先富論はこれを裏付けるものである。

1985年に策定された第七次五ヵ年計画の地域発展戦略は、非均衡発展論の流れを汲むものであり「まず東部沿岸地域の発展を速め、同時にエネルギー、原材料の開発拠点を中部地域に移す。西部地域は21世紀の大規模開発のための基盤整備に取り組む」と明記された。その後、1988年には沿岸地域の郷鎮企業を主力とし、大いに加工輸出を推進するという「沿岸地域経済発展戦略」が正式に国家方針となり、非均衡発展論は極端化の様相を呈した。

1990年代に入り、地域格差の拡大を背景に、内陸地域からの不満の高まりを受け、地域問題研究が盛んとなった。こうした中、「効率を優先しつつも、公平性にも配慮し、各地域の比較優位を十分に発揮させる」とした「地域協調発展戦略」が登場した。これは沿岸地域の高度成長を維持しつつ、内陸地域の開発も促進させる考えに基づくものである。これをさらに発展させたものが1999年に新たな国家戦略として打ち出された「西部大開発」といえよう。「西部大開発」は、第十次五ヵ年計画の中でも中核をなすもので、「西気東輸」、「西電東送」、「南水北調」、「青蔵鉄道」の4大プロジェクトが採択された。

(2) 水資源管理

中国では、大規模な地域開発戦略が推進される中、水資源確保に対する政策が重要度を増している。中国水利部では、南水北調に代表される大規模な水資源開発と節水型化の推進という2つの対策を講じている。節水型化の推進に係る代表的な事例として1988年に制定された「水法」がある。この中で、第7条には、節水を励行することが、また第32条には、直接的に河川から取水する機関に対し、取水許可制度を設けることが、それぞれ明記された。1999年には黄河の水資源管理を強化すべく「黄河水量統一調度制度」が実施され、さらに2002年に水法が改正され、その第8条において節水は部門及び個人の義務であることを明記されるなど、近年、節水型化に向けた制度強化が図られている。以下、取水許可制度と黄河水量統一調度制度の概要を述べる。

a) 取水許可制度

1988年に制定された「水法」では、第3条第1項に、水資源の所有権は国家にあるとされ、同条第3項に、水資源の所有権と使用権の分離が明記された。また、第32条は直接的に河川から取水する機関に対する、取水許可制度を規定している。さらに、1993年に中国国務院が「取水許可制度実施弁法」を制定したことを受け、1994年5月に水利部が黄河の取水許可証の発行機関に関する通知として「関于授予黄河水利委員会取水許可管理権限的通知」を出し、黄河水利委員会が水利部を代表して黄河流域の取水許可制度の実施及び監督の権利を行使することを定めた。さらに、同年10月、黄河水利委員会は「黄河取水許可実施細則」を制定し、その中で取水許可申請手続きや許可審議権限、並びに取水許可登録等に係る詳細を定めた。ここで、取水許可制度の根拠は「黄河可供水量分配方案」である。これにより、各省、自治区の分配水量の上限が設定された。

b) 黄河水量統一調度制度

黄河水量調度とは、ダムの水資源調整機能を利用し、時間的、空間的に黄河水資源を調整することである。本制度は、黄河の水資源分布は不均一であるため、「黄河水量調度」は黄河水資源の有効利用にとって非常に重要である。黄河水利委員会が黄河本流のダムを統一管理し、黄河水量調度を実施することである。

3. 水権転換制度とその意義

中国では、従来から水法(2002)において「節水は部門及び個人の義務である」と明記され、節水対策が推進されてきた。本制度に基づき、工業セクターの節水レベルは向上したが、農業セクターでは灌漑効率が約40%にとどまるなど、大きな改善は見られなかった。これは、農業セクターへの節水投資ルートが少なく、節水灌漑の導入が政府の非常に少ない財源に頼っている構造的な問題に起因する¹⁰⁾ (図-1参照)。中国全体の水利用量に占める農業用水の割合は7割以上であるため、農業セクターにおける節水化の推進は、中国の水資源問題の解決を図る上で決定的に重要である。

こうした背景から、2004年に「黄河水権転換管理実施弁法」が試行された。ここで、水権転換とは、黄河取水権の転換を意味するものである。また、黄河水権転換は省又は自治区内でのみ可能とした⁵⁾。現在、内蒙古自治区において発電セクターと農業セクターの水権転換を含む約30の建設プロジェクトが進行中である⁵⁾。

図-2に水権転換システムを導入した場合に予想される効果を示す。図は工業セクター及び農業セクター間の水権転換の事例である。図-1と比較すると、水権転換制度を利用した場合、企業は節水灌漑に投資することで豊富な水資源を農業セクターから獲得することができる、これによって工業の生産性を向上し、政府の税収の増加、財源の拡充が図られ、当該政府の生活セクター及び農業セクターへの節水投資も充実していく、といった好循環が期待できる。

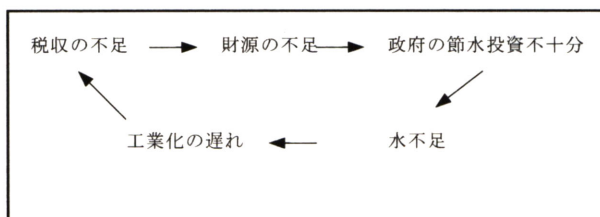


図-1 従来の水資源管理に係る問題点の一例

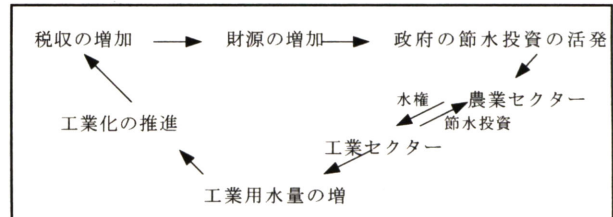


図-2 水権転換による地域開発の可能性

4. 「水権転換」による地域開発の可能性

(1) 対象地域

内蒙古自治区の位置及び同自治区内の灌漑地域の分布状況を図-3に示す。

内蒙古自治区の石炭資源埋蔵量は、中国全体の約30%と豊富であり、この地域の石炭火力発電のポテンシャルは非常に高い。なお、内蒙古自治区の石炭資源埋蔵量の約半分は鄂尔多斯市に存在する¹³⁾。

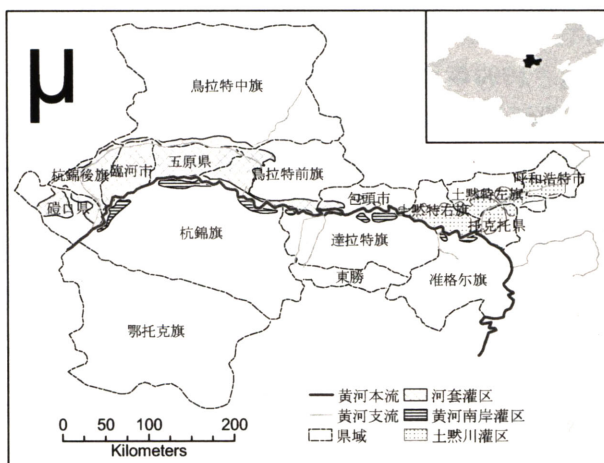


図-3 内蒙古の主要灌区分布図

出所：黄河流域地図集¹¹⁾ により著者作成

表-1 内蒙古の主要灌区の基本状況

灌区	県	耕地面積 万ha	有効灌漑面積 万ha	耕地の有効灌漑面積の占め率 %
河套灌区	磴口県、杭錦後旗、臨河市、五原県、烏拉特前旗、烏拉特中旗、包頭市の郊外	51.6	57.46	100%
黄河南岸灌区	杭錦後旗、達拉特旗、准格尔旗	3.3	4.62	100%
土默川灌区	呼和浩特市、包頭市、土默特右旗、土默特左旗、托克托県	27.94	9.47	33.89%

出所：参考文献¹²⁾ により著者作成

また、内蒙古自治区では全体の水利用量の内、農業用水が90%程度を占め、農業セクターにおけ

る節水ポテンシャルが非常に高い⁵⁾。このように、内蒙古自治区は発電セクター及び農業セクター間において効果的な水権転換が期待できる地域であると言える。また、内蒙古自治区の主要灌区（河套灌区、黄河南岸灌区、土默川灌区）の概要を表-1に示す。ここで、有効灌漑面積とは土地は均平で灌漑のための施設・設備及び一定の水源地を有し、通常の年に正常な灌漑を行うことのできる耕地を意味する¹⁴⁾。

(2) 転換可能水量の計算

a) 農業セクターにおける年間の転換可能水量

本研究では、王(2006)¹⁵⁾に倣い、農業セクターにおける年間の転換可能水量(TW)は、従来の分配水量(AW)と節水措置実施後の年間農業用水量(GIW)の差で表されるものと定義する(式(1)参照)。また、GIWは純粋な灌漑必要水量(NIW)と灌漑水使用効率(η)、並びに非充分灌漑係数(β)の関係から導かれるので、式(1)から式(2)を誘導できる。ここで、 η は施設効率から決まるもので、用水路灌漑水使用効率と田圃灌漑水使用効率の積である。 β は非充分灌漑係数である。水供給が厳しい地域では農民は作物の理想的な水需要量より少ない量の水しか灌漑しない。この場合、実際灌漑水量と作物の理想的な水需要量の比率は非充分灌漑係数と定義する。

なお、本研究において式を表現する際、複数の文字で一つの意味(量)を示す場合は立体を、一つの文字で一つの意味(量)を示す場合は斜体を、それぞれ用いた。また、下付の文字は全て立体とした。

$$TW = AW - GIW \quad (1)$$

$$TW = AW - \beta \frac{NIW}{\eta} \quad (2)$$

TW : 転換可能な総水量 GIW : 総灌漑需要量 NIW : 純粋なる灌漑需要量
AW : 水権により分配された水 η : 灌漑水使用効率係数 β : 非充分灌漑係数

b) 純粋な灌漑必要水量(NIW)の導出

NIWは、一般的に、段愛旺(2002)¹⁶⁾、傅国斌(2001)¹⁷⁾、及び劉玉(2005)¹⁸⁾によって確立された式(3)により導出されるが、同手法では詳細な土壌データが要求される。

$$NIW = \sum_i (ET_i - PE - G_i - ASW_i) ISA_i \quad (3)$$

ISA_i : i作物の灌漑可能面積 PE : 有効雨量 ET_i : i作物の蒸発散に必要な水需要量
G_i : i作物の有効な地下水補給量 ASW_i : i作物の成長期間土壌の有効貯水量の変化量

本研究では内蒙古自治区の土壌に関する情報を十分に取得することができなかつたため、Smith(1992)¹⁹⁾によるCROPWATの考え方にに基づき、NIWがある作物の可能蒸発散量と有効降水量の差で表されるものとした。また、内蒙古自治区は牧草も灌漑することと秋灌漑を行う習慣がある²⁰⁾。これを考慮して、NIWを、式(4)のように導出する。

なお、秋灌漑とは、農作物の収穫後、9月下旬から10月下旬にかけて実施されるものである。当該灌漑による水分は冬季に土壌とともに凍り保持され、水が不足する春の種蒔の時期に水分が溶け出すシステムとなっており、半乾燥地特有の灌漑手法といえる。

$$NIW = \sum_i (ET_i - PE) ISA_i + \omega * IA \quad (4)$$

IA : 有効灌漑面積 ω : 秋灌漑の原単位 (m³/day/ha)

また、有効雨量とは灌漑期間中に耕地に降った雨水のうち作物の栽培に利用できるものの量である²¹⁾。有効雨量はFAO(国連食糧農業機関)¹⁹⁾が定義された式(5)により算定する。

$$PE=P(4.17-0.2P)/4.17 \quad P < 8.3\text{mm/d}$$

$$PE=4.17+0.1P \quad P \geq 8.3\text{mm/d}$$

P : 降水量

c) 水権に基づく分配水量(AW)

表-2 に黄河水利委員会が許可した内蒙古自治区の主要灌区（河套灌区，黄河南岸灌区，土黙川灌区）の黄河本流からの取水許可水量を示す。

表-2 内蒙古の黄河本流の取水許可水量

所属灌区名称	取水許可証番号	取水部門名称	取水施設名称	水源名称	許可取水量万m ³
黄河南岸	取水(国黄)字 [2000]第14001号	内蒙古黄河 工程管理局	南岸干渠 水門	黄河本流	41000
	取水(国黄)字 [2000]第14002号	内蒙古黄河 工程管理局	沈烏干渠 水門	黄河本流	58340
河套灌区	取水(国黄)字 [2000]第14003号	内蒙古黄河 工程管理局	北総干渠 水門	黄河本流	440000
	取水(国黄)字 [2000]第14007号	内蒙古橙口揚 水灌区管理局	磴口ポンプ 場	黄河本流	28000
土黙川灌区	取水(国黄)字 [2000]第14008号	土右旗団結 渠揚水站	団結渠 ポンプ場	黄河本流	8000
	取水(国資)字 [2000]第14009号	托克托県黄河 灌溉総公司	麻地壕 ポンプ場	黄河本流	8400

出所： 参考文献²²⁾により著者作成

ここで，土黙川灌区は，黄河本流以外からの取水実績があるため，王(2006)¹⁵⁾に倣い，黄河本流からの同灌区の取水量を算定した。なお，AWを算定するに当たり，ここでは水権転換制度開始以前の2000年における取水許可証²²⁾の値を利用した。以上より，三つの灌区の初期(2000年)の水権による取水量は，河套灌区49.83億m³，黄河南岸灌区4.1億m³，土黙川灌区6.9億m³，となる。

d) 区域別及び作物別の灌漑可能耕地面積

内蒙古自治区の主要灌区における土地利用分類を図-4に示す。各灌区を県の境界線を用い，計15の区域に分割した。なお，包頭市の耕地は，河套灌区と土黙川灌区に区分される。これに基づき，式(6)により区域別及び作物別の灌漑面積を求める。

$$ISA_{mij} = \left(\frac{SA_{ij}}{SA_j} \right) * \left(\frac{ICA_m}{CA_m} \right) * \left(\frac{CA_{mj}}{CA_j} \right) * SA_j \quad (6)$$

ISA_{mij} : 区域別作物別の灌漑可能面積 SA_{ij} : j県のi作物の種蒔き面積 ICA_m : m灌区の耕地の有効灌漑面積
CA_m : m灌区の耕地面積 CA_{mj} : 各区域の耕地面積 CA_j : j県の耕地面積 SA_j : j県の総種蒔き面積

詳しい手順を以下に示す

- ・手順1：2000年の土地利用分類図を利用して各県の耕地面積を算定した(表-3参照)。表中のCA_jは各県全域の耕地面積であり，CA_{mj}は，各県の耕地面積のうち主要灌区に属する耕地面積，すなわち，区域ごとの耕地面積である。
- ・手順2：手順1の結果と各県の総作付面積SA_jを用い，各区域の作付面積(CA_{mj} / CA_j) * SA_jを算定する。
- ・手順3：手順2求めた各区域の作付面積を灌区別の耕地の有効灌漑面積の占有率(ICA_m / CA_m)と乗じて，各区域の灌漑可能面積を求める。
- ・手順4：作物別の作付面積の占有率(SA_{ij} / SA_j)と手順2で求めた各区域の灌漑可能面積から，区域別及び作物別の灌漑可能面積ISA_{mij}を算定する(表-4参照)

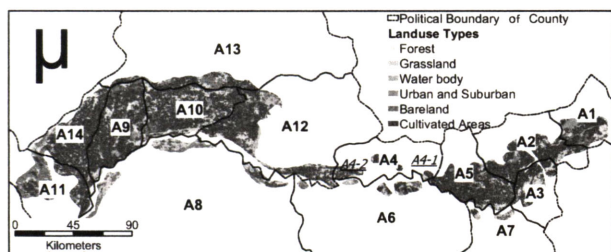


図-4 内モンゴルの主要灌区の土地利用分類及び区域の区分(2000年)出所: supermap²³⁾により著者作成

表-3 内モンゴルの主要灌区の各区域の基本状況

灌区名称	県市名称	区域番号	CA _j ha	CA _{mj} ha	CA _{mj} / CA _j %
土黙川灌区	呼和浩特市	A1	53391.9	41462.2	77.66%
	土黙特左旗	A2	103846.5	88690.9	85.41%
	托克托県	A3	66261.7	36959.6	55.78%
	包頭市B	A4-1	59152.4	8437.2	14.26%
	土黙特右旗	A5	101628.1	101611.2	99.98%
黄河南岸	達拉特旗	A6	103342.9	10360.4	10.03%
	准格尔旗	A7	46618.6	2958.7	6.35%
	杭錦旗	A8	78009.7	17067.8	21.88%
河套灌区	臨河市	A9	118821.8	118821.8	100%
	五原県	A10	117517.8	117517.8	100%
	磴口県	A11	60743.3	45439.4	74.81%
	烏拉特前旗	A12	160515.0	114375.8	71.26%
	烏拉特中旗	A13	90951.8	39674.2	43.62%
	杭錦後旗	A14	137107.9	137107.9	100%
	包頭市A	A4-2	59152.4	8502.6	14.37%

表-4 2000年の内蒙古自治区の区域別・作物別の灌漑可能面積

灌区名称	県市名称	区域番号	小麦 ha	玉蜀黍 ha	綿花 ha	豆類 ha	稻 ha	薯類 ha	油類作物 ha	麻類 ha	野菜・砂糖類 ha	果物 ha	牧草 ha
土黙川灌区	呼和浩特市	A1	3254.5	2889.5	0.0	958.1	0.0	1134.5	1256.2	0.0	1572.5	907.3	3292.9
	土黙特左旗	A2	5052.1	7744.1	0.0	516.3	0.0	1880.7	3503.3	36.9	1106.3	291.3	1594.7
	托克托県	A3	941.0	3277.8	0.0	509.5	0.0	0.0	1614.2	0.0	579.7	221.5	5809.3
	包頭市B	A4-1	176.8	146.0	0.0	31.1	3.6	0.0	73.9	0.0	219.9	37.6	0.1
	土黙特右旗	A5	7849.3	8898.1	0.0	289.8	0.0	1635.4	7497.3	0.0	3053.5	443.4	6638.1
黄河南岸	達拉特旗	A6	1905.2	3439.9	0.0	203.1	0.0	717.5	1767.3	16.0	770.4	100.1	2635.8
	准格尔旗	A7	153.5	742.9	0.0	332.3	0.0	619.0	692.3	0.0	121.4	527.8	1400.0
	杭錦旗	A8	1770.7	3556.3	0.0	269.0	0.0	1191.7	2286.2	0.0	556.6	580.5	796.6
河套灌区	臨河市	A9	40787.4	14409.6	0.0	280.5	0.0	550.6	11718.8	0.0	10586.4	8960.6	7477.5
	五原県	A10	44820.9	12272.5	0.0	325.7	0.0	639.8	16390.5	0.0	8189.4	4681.0	2134.3
	磴口県	A11	6574.8	3477.7	0.0	51.9	0.0	26.0	2655.9	0.0	2993.3	1576.2	519.3
	烏拉特前旗	A12	32992.3	11399.3	0.0	478.7	230.5	1870.3	9458.0	177.3	6266.9	889.1	10497.1
	烏拉特中旗	A13	8966.5	2050.8	0.0	39.9	0.0	1145.0	2831.2	0.0	472.8	34.2	1582.6
	杭錦後旗	A14	29868.4	12205.1	0.0	0.0	0.0	157.1	8014.5	0.0	6945.9	6860.0	3176.7
	包頭市A	A4-2	529.8	437.6	0.0	93.0	10.9	179.4	221.3	0.0	658.9	112.7	159.5

e) その他のパラメータ設定

- 降水量は内蒙古自治区に7つの気象観測点の1971年から2000年までの値の平均値を用いる。
- 作物別の水需要量ET_iについて、気象観測点のデータが十分に揃ってないため、既存資料²⁴⁾²⁵⁾に基づき、算定した内モンゴルの作物毎の値を用いる。将来計画年度の作物毎のET及び降水量は不変とする。
- 非充分灌漑係数は傅国斌(2003)²⁶⁾に基づき0.8で、今後の作物パターンは2000年と同様と仮定する。
- 2000年の灌漑用水使用効率は既存資料より河套灌区0.336²⁴⁾、黄河南岸灌区0.24⁵⁾とする。なお、土黙川灌区に関するデータが存在しないため、ここでは河套灌区と同じく0.336と仮定した。
- 節水後の田圃灌漑水使用効率は中国の節水技術標準²⁷⁾より0.9とする。内モンゴルの南岸灌区の実験⁵⁾から、節水後の用水路灌漑水使用効率は0.7とする。

f) 農業セクターの年間転換可能水量の算定結果

表-5に農業セクターの年間転換可能水量の算定結果を示す。表より、節水化を実施した場合、対象地域において年間25.71億m³の転換可能水量が発生することになる。

表-5 転換可能水量 (億m³)

	水権水量	2000年の水需要量	将来計画年水需要量	転換可能水量
土黙川灌区	6.90	7.76	4.51	2.39
黄河南岸灌区	4.10	4.07	1.94	2.16
河套灌区	49.83	49.26	28.67	21.16
合計	60.83	61.08	35.12	25.71

(3) 水権転換を利用した地域開発のケーススタディ

ここでは、水権転換を現状の制度に則し、一つの省内で実施するケース1と、今後の水資源及びエネルギー移動の広域化をにらみ、省間の水権転換を実施するケース2を設定して、各ケースの経済的効果を比較する。なお、ケース1では内蒙古自治区のみを対象とし、ケース2では内蒙古自治区と北京市の水権転換システムを対象とする。図-5及び図-6に水資源及びエネルギー配分の概念を示す。

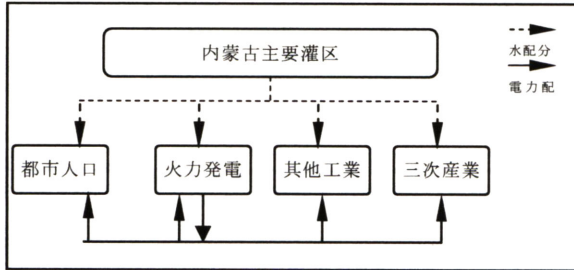


図-5 一つの地域内での配分システムの概念図

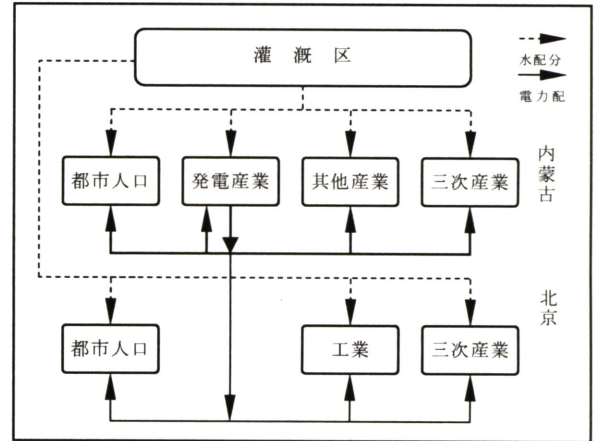


図-6 二つの地域内での配分システムの概念図

(4) 分析方法

工業（発電産業を除く） k と発電産業 e とサービス産業 s と各産業の付加価値の増加量 ΔV 及び労働力 ΔL 、水資源 ΔW 、電力の投入量 ΔE の関係を表すものとしてLeontief型生産関数を仮定する。また、労働力・水資源量・発電量の増加の上限値を制約条件とする（式（7）-（12）参照）。発電量の増分は発電産業に分配される水資源量との関係から、内生的に決定され、式（13）で示す。

$$\Delta V_k = \min \left\{ \frac{\Delta L_k}{l_k}, \frac{\Delta W_k}{w_k}, \frac{\Delta E_k}{e_k} \right\} \quad (7)$$

$$\Delta V_e = \min \left\{ \frac{\Delta L_e}{l_e}, \frac{\Delta W_e}{w_e}, \frac{\Delta E_e}{e_e} \right\} \quad (8)$$

$$\Delta V_s = \min \left\{ \frac{\Delta L_s}{l_s}, \frac{\Delta W_s}{w_s}, \frac{\Delta E_s}{e_s} \right\} \quad (9)$$

制約条件

$$\Delta L_k + \Delta L_e + \Delta L_s = \Delta L_{total} \quad (10)$$

$$\Delta W_k + \Delta W_e + \Delta W_s + \Delta L * p = \Delta W_{total} \quad (11)$$

$$\Delta E_k + \Delta E_e + \Delta E_s + \Delta L * q = \Delta E_{total} \quad (12)$$

$$\Delta E_{total} = \frac{\Delta W_e}{\alpha} (1 - \delta) \quad (13)$$

ΔV : 付加価値の増加量, ΔL : 労働力投入量の増加量, ΔW : 水投入量の増加量, ΔE : 電力投入量の増加量, ΔW_{total} : 水資源の増加可能量, ΔE_{total} : 電力の増加可能量, ΔL_{total} : 労働力の増加可能量, l : 単位付加価値あたりの労働力投入量, w : 単位付加価値あたりの水の投入量, e : 単位付加価値あたりの電力の投入量, p : 一人あたり水使用量, q : 一人あたり電気使用量, α : 単位発電量あたりの水需要量, δ : 送電網の損失率, k : 工業（発電産業を除く）, e : 発電産業, s : サービス産業

労働力の増分は各地域の既存都市計画^{28) 29)}により外生的に決定される。なお、内モンゴと北京の今後の人口増分の上限値は、当該計画による、内モンゴと北京の都市人口の上限（1360万人、1800万人）と、それぞれの2000年の都市人口の差から算定された。なお、水資源増分、つまり転換可能水量は既に算定したとおりであり、内モンゴ自治区で25.71億 m^3 となる。北京の工業発展と生活の水需要の増分は内モンゴからまかなうとする。

単位付加価値当たりの資源投入量と一人当たりの平均資源使用量は2000年のデータ^{30) 31) 32) 33) 34) 35)}を用いる（表-6参照）。

表-6 分析用原単位（2000年）

		北京	内モンゴ
都市の年人平均生活電気使用量	kWh/人	549.90	155.20
都市の年人平均生活水使用量	m^3 /人	127.44	37.08
工業（発電除く）単位付加価値の水需要量	m^3 /万元	114.43	153.58
工業（発電除く）単位付加価値電気使用量	kWh/万元	1813.96	3672.58
工業（発電除く）単位付加価値労働力	人/万元	0.13	0.17
サービス業単位付加価値の水需要量	m^3 /万元	10.15	2.06
サービス業単位付加価値電気使用量	kWh/万元	790.30	445.00
サービス業単位付加価値労働力	人/万元	0.24	0.65
発電産業単位付加価値の水需要量	m^3 /万元	77.63	139.36
発電産業単位付加価値電気使用量	kWh/万元	2002.28	3538.70
発電産業単位付加価値労働力	人/万元	0.03	0.07
単位発電量の水需要量	m^3 /万kWh	28.80	28.80
電網損失率	%	6.18	5.56

出所： 参考文献^{30) 31) 32) 33) 34) 35)}により著者作成

(5) 結果と考察

図-7, 8, 9にケース別の水権転換による経済効果を示す。これらの図より、既存政策に沿い、ある一つの省内のみで水権転換を図るより、複数の省間で水権転換システムを構築した方が、いずれの省も経済的な発展を享受できることが判明した。これより、今後、南水北調、西電東送等の大規模プロジェクトが実現していく中で、水権転換の範囲の拡大を図ることは国家全体の経済発展によって有益であることが予想される。

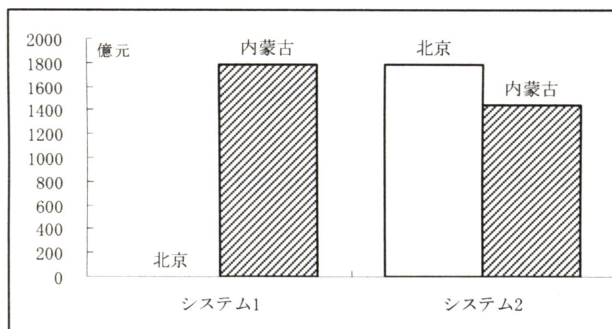


図-7 両地域のシステム別の付加価値の増加量

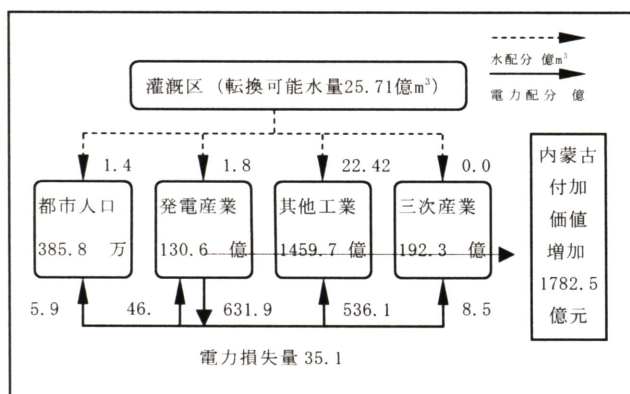


図-8 一つの地域内での配分結果

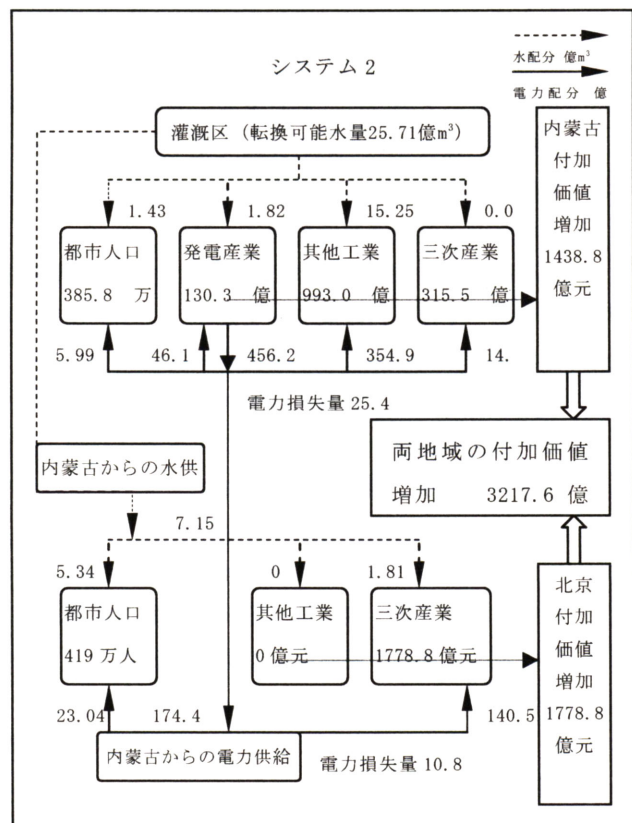


図-9 二つの地域内での配分結果

5. まとめ

本研究は、内蒙古自治区における発電セクター及び農業セクター間の水権転換を対象に、水権転換を利用した地域開発の可能性を2つのケースに区分し、評価した。第1は現状の制度に則し、水権転換を内蒙古自治区内のみで実施するケースで、第2は、北京市と内蒙古自治区の省間の水権転換システムのケースである。検討の結果、前者の経済的な付加価値の増分は1782.5億元/年であったのに対し、後者のそれは両地域の合計が3217.6億元/年と、非常に高い値を示した。これより、今後、水権転換制度を推進していく上で、省間取引を積極化させることが、国家全体の経済発展にとって有効であると考えられる。

今後の課題として、水権転換に関わる関係者間の役割等を定めた、具体的な水権転換システムの構築が望まれる。例として、都市間で水権転換を実施した場合、水権を取得した都市Aの発展が水権を売却した都市Bの発展を阻害する恐れがある。これは工業企業間にも言える問題である。また、水権転換により、農業セクターが灌漑面積を拡大することも考えられるが、塩害の発生状況を慎重に把握した上で実施する必要がある。さらに、工業セクターが農業セクターから水権を取得した場合、節水灌漑に投資するだけでなく、当該農村の余剰労働力を優先的に受け入れるなど、水権転換に係る保障制度を充実させ、社会の安定化を図ることも可能である。今後、こうした保障制度のあり方についても検討していく予定である。

参考文献

- 1) 日置史郎：中国の地域格差と沿海地域から内陸地域への浸透効果：地域間産業連関分析による一考察，比較経済体制学会年報，Vol. 41, No. 1, pp27-38, Jan. 2004.
- 2) 国際協力銀行：中国北部水資源問題の実情と課題—黄河流域における水需給分析—，JBIC Research Paper No. 28, 2004.
- 3) 田中修：中国第十次五ヵ年計画，蒼蒼社，2001.
- 4) 小島麗逸：経済発展を制約する要因（毛利和子編「現代中国の構造変動」第1巻大国中国への視座第4章）東京大学出版会，2000.
- 5) 水利部水資源管理司：水権制度建設試点経験総結（一），中国水利水電出版社，2006.
- 6) 井村秀文，大西暁生，岡村実奈，方偉華：黄河流域の縣市別データに基づく水資源需給空間構造の把握に関する研究，環境システム研究論文集 Vol. 33, pp477-487, 2005.
- 7) 東修，中国渭河流域を対象とした水量水質統合モデルの開発と水資源管理のあり方に関する研究，名古屋大学大学院環境学研究科学位論文，2007.
- 8) 張会敏，邢芳，曹惠提：寧蒙黄河水権転換実践価値分析，中国水利 2006, No. 15, pp34-36, 2006.
- 9) 林家彬：中国の内陸開発と交通インフラ整備について，第20回 運輸政策セミナー，2001.
- 10) 潘菊琴，陳明，陳曉坤：農業節水投資与効益分析方法初探，灌漑排水，第20巻，第4期，pp51-55, 2001.
- 11) 黄河水利委員会：黄河流域地図集，中国地図出版社，1989.
- 12) 黄河水利委員会：黄河近期重点治理開發規劃，黄河水利出版社，2002.
- 13) 内蒙古自治区：内蒙古自治区能源工業“十一五”發展規劃，2006.
- 14) 小島麗逸：中国経済統計・経済法解説，アジア経済研究所，1988.
- 15) 王蘭明，李彦：内蒙古黄河水権転換総体規劃淺議，内蒙古水利，2006，1期，pp55-56, 2006.
- 16) 段愛旺，信乃詮，王立詳：節水潜力的定義和確定方法，灌漑排水，第21巻，第2期，pp25-28, 2002.
- 17) 傅国斌，于静潔，劉昌明，李会安，黄福貴：灌区節水潜力估算的方法及応用，灌漑排水，第20巻，第2期，pp24-28, 2001.
- 18) 劉玉，蔡甲冰，蔡林根：L. S. Pereira：黄河下流灌区農田灌漑制度与供需平衡分析，水利学報，第36巻，第6期，pp1-10, 2005.
- 19) FAO(1992)：CROPWAT—A Computer Program for Irrigation Planning and Management. FAO Irrigation and

Drainage Paper 46, Rome.

- 20) 秦淑宏, 李宇澤, 李金風, 張建国 :河套灌区農作物灌溉与水資源緊缺的節水对策, 內蒙古水利, 2005, 第2期, pp37-39, 2005.
- 21) 社団法人農業土木学会 : 農業土木ハンドブック, 社団法人農業土木学会, 1989.
- 22) 孫広生, 喬西現, 孫寿松 : 黄河水資源管理, 黄河水利出版社, 2001.
- 23) 日本スーパーマップ : 中国科学院地理科学与資源研究所データ提供.
- 24) 中国灌溉排水發展中心 : 黄河流域大型灌区節水改造戰略研究, 黄河水利出版社, pp65-67, 2002.
- 25) 許迪, 蔡林根, 茆智 : 引黄灌区節水決策技術応用研究, 中国農業出版社, pp142-143, 2004.
- 26) 傅国斌, 李麗絹, 于静潔, 劉昌明 : 內蒙古河套灌区節水潜力的估算, 農業工程学報, 第19卷, 第1期, pp54-58, 2003.
- 27) 水利部農村水利司 : 節水灌溉技術規範-中華人民共和国行業標準SL207-98, 1998.
- 28) 北京市發展和改革委員会 : 北京市国民經濟和社会發展第十一個規劃綱要, 2006.
- 29) 內蒙古自治区發展和改革委員会 : 內蒙古自治区国民經濟和社会發展第十一個規劃綱要, 2006.
- 30) 內蒙古自治区統計局 : 內蒙古統計年鑑2001, 中国統計出版社.
- 31) 北京市統計局 : 北京經濟統計年鑑2001, 中国統計出版社.
- 32) 中国国家統計局 : 中国工業經濟統計年鑑2001, 中国統計出版社.
- 33) 中国国家統計局 : 中国能源統計年鑑2000~2003, 中国統計出版社.
- 34) 中国国家統計局 : 中国電力統計年鑑2001, 中国統計出版社.
- 35) 中国水利部 : 中国水資源公報2000, 中国水利部.

黄河流域の持続可能な農業生産と水利用

-Water Use Efficiency (WUE)指標による評価-

大西暁生*, 佐藤嘉展*, 曹鑫**, 松岡真如***, 井村秀文**, 石峰**, 福嶋義宏*

*総合地球環境学研究所, **名古屋大学, ***高知大学, ****名城大学

1. はじめに

中国の爆発的な人口増加と社会経済の急速な発展に伴い、食料の需要が増加している。このため、食糧増産が国家の重要な政策課題の一つとして挙げられている。こうした中、中国有数の穀倉地帯である黄河流域では、単位面積当たりの収量（単収）を増加させることによって、食糧生産を飛躍的に増大してきた。しかし、黄河流域は、水資源の非常に乏しい地域であり、過剰な水利用は河川の枯渇を引き起こす。実際に、黄河流域では、1972年から深刻な水不足問題に直面し、1990年代に入り、河川に水が全くない状態、すなわち断流現象が頻発した。このような水不足の原因の一端は、灌漑農業の発達による水利用の増加が起因していると言われている（大坪ら、2000）。しかし、この流域の面積は、日本の約2倍と非常に広大であり（国際協力銀行、2004）、流域内の食糧生産の状況は大きく異なる。上流域、特に蘭州より上流（源流域）では、降水によって黄河の水の約60%を供給している。一方、蘭州より下流では、「塞上天府」（辺境の宝庫）と言われる寧夏回族自治区の青銅峡灌区や内蒙古自治区の河套灌区などの大型灌漑地区が存在し、乾燥・半乾燥地域に属するため、年間およそ100億 m^3 の水を取水している（渡邊・星川、2006）。中流域は、気象条件に比較的に恵まれた地域であり（特に、陝西省や河南省では降水量が多く、日照時間も然程多くはない）、支流域である汾河流域、渭河流域沿いでは灌漑農業が盛んに営まれている。下流域は、華北平原に広がる山東省に位置し、気象条件に恵まれ、機械化や化学肥料などの近代農業が発達しているため、高い単収を誇りながら小麦やトウモロコシの生産が行われている。また、他地域と比較して経済的に豊かな地域でもある。このように地域ごとの特徴は異なるものの、近代農業の発達に伴う単収の向上によって食糧増産を果たしてきたことは間違いない（大西ら、2005）。しかし前述したように、食糧増産の背景には、農業用水の過剰利用があり、この結果、断流現象が助長された。そのため、限られた水資源状況下に置かれた流域の持続可能な発展のためには、どの地域でどの程度の水が削減可能か、どの地域が水利用における経済効率が乏しいか、などの情報を知る必要がある。このような情報の蓄積によって、持続可能な農業生産と永続的な水利用が実現可能となる。そのため本研究では、①統計資料、②土地利用データ、③水文モデル、などを用いるこ

とによって、黄河流域の2000年の農業水利用効率性（WUE：Water Use Efficiency）を評価する。

2. 研究の背景

黄河流域の食糧生産量^{注1)}は、着実に増産を進めてきた（図1）。

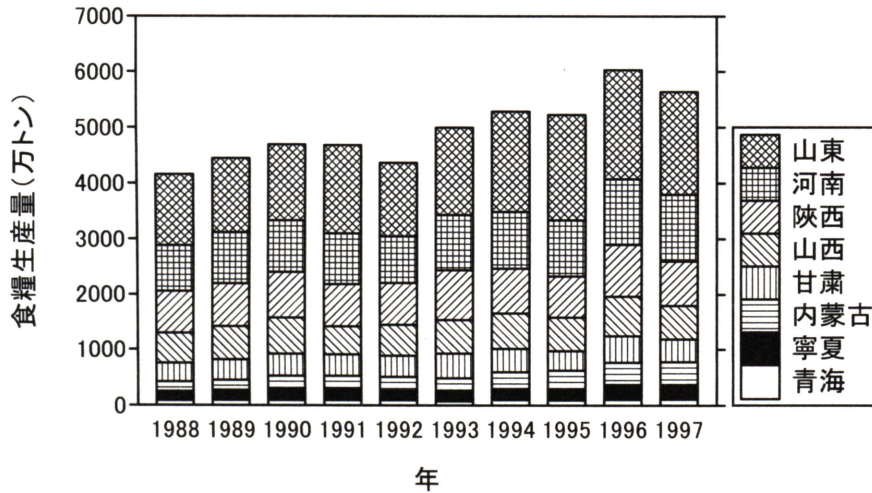


図1. 食糧生産量の推移：（中国国家统计局，1989-1991；中国科学院地理科学与资源^{注2)}より作成。ただし，1992年については推計値を使用。

この流域の食糧生産は、灌漑によって施されており、全用水量の約84%を占めている（1988年から2002年までの耗水量^{注3)}データから筆者計算）（孫ら，2001；黄河水利委員会，2000-2002）。特に，流域有数の大型灌漑区が立地する山東省や内蒙古自治区では，圧倒的に農業用水量の使用が多く，全体の約50%を占めている（図2）。

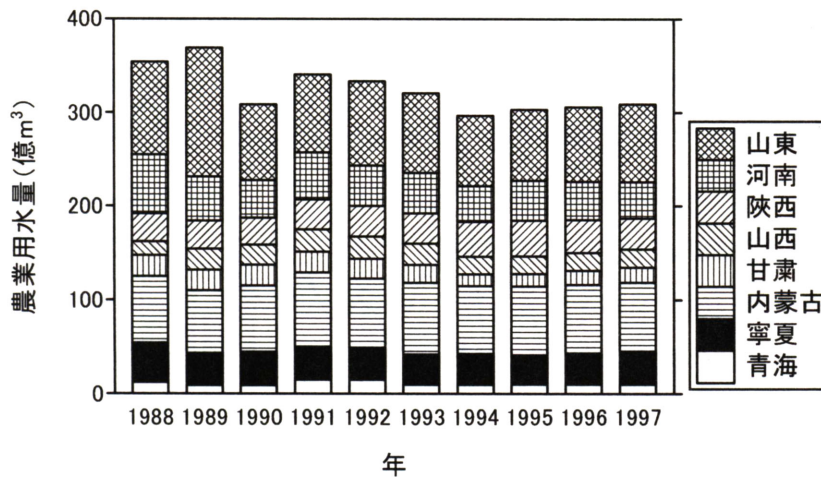


図2. 農業用水量の推移：（孫ら，2001）より作成。ただし，1996年及び1997年については推計値を使用。

近年，農業用水量当たりの食糧生産量は，流域平均で 1988 年の 15 トン/万 m^3 から 1997 年の 20 トン/万 m^3 へと増加している（図 3）。

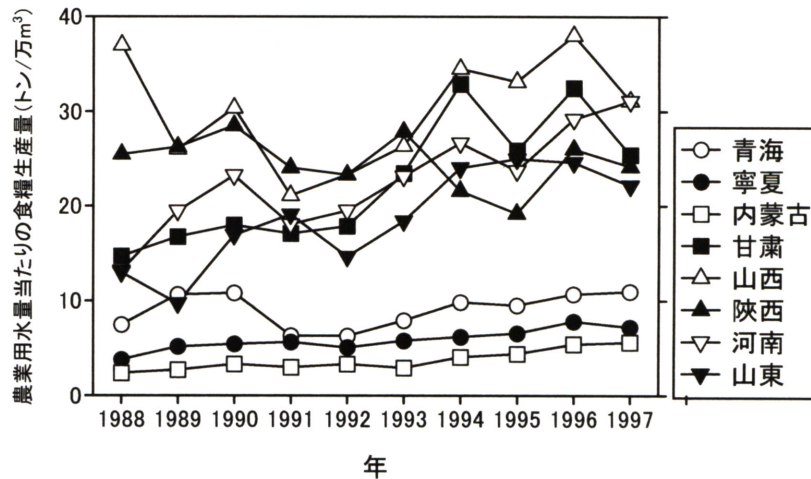


図 3. 農業用水量当たりの食糧生産量の推移：図 1. 及び図 2. の値を用い作成.

一方，1972 年にはじめて観測された断流現象は，1990 年代に入り頻発し，1997 年には最大規模の断流が発生した（図 4）. この時期，農業用水量は低下傾向にあるが，水資源量が不安定な黄河流域では，過剰な水利用は直に水資源の枯渇に結びつく. そのため，用水量の有効且つ適正な利用が求められている. さらに，近年の社会経済発展による工業化や都市化の進行に伴い，これらに由来する新規用水量（工業用水量，都市生活用水量など）が増加している. そのため今後，さらに農業用水は逼迫されると予測されている（銭ら，2001）. 本研究では，このような各省（自治区）の農業における水利用の状況を空間的にさらに詳しく分析し，地域別・灌漑区別の農業水利用効率性を明らかにする.

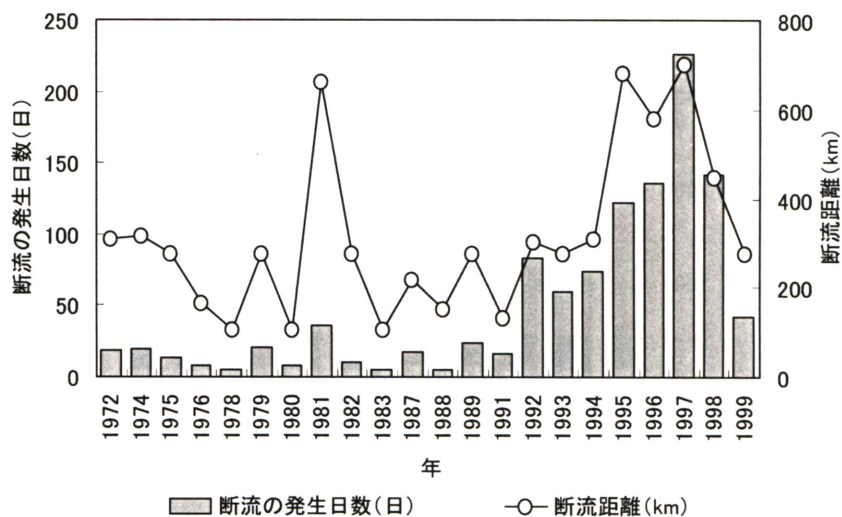


図 4. 断流の発生日数と距離：（孫ら，2001）より作成.

3. 分析方法

黄河流域の 2000 年の食糧生産量に関しては、入手可能な統計データの中で最小行政単位である県および市のデータを整備する。次に、この県市の食糧生産量のデータを Matsuoka *et al.* (2007) によって作成された農地面積データを用い空間メッシュに変換する。この際、各メッシュの食糧生産量は、各県市に属する農地面積の大きさに比例すると仮定する。さらに、農地からの蒸発散量に関しては、SVAT-HYCY モデルをベースにした水文モデル (Sato *et al.*, 2007) を用いて算定する。基準蒸発量は、Kondo and Xu (1997) の定義による熱収支計算に基づくポテンシャル蒸発量を適用し、土壌水分ストレスのかからない条件での最大蒸発散量は LAI の関数 (Kondo, 1998) から求める。水面と灌漑地に関しては、LAI にかかわらずポテンシャル蒸発が発生するとし、灌漑地で降水量以上の蒸発損失がある場合には不足量を河道から取水することとする。ここでは、メッシュごとに得られた蒸発散量に対する食糧生産量の比率を「農業水利用効率性」として評価する。ただし、下流域については、この流域全体の灌漑区によって評価した結果を参考として含めることとする。また、灌漑区の評価を行う際には、黄河水利委員会 (1989) の灌漑図をデジタイズして用いる。

4. 結果と考察

結果を図 5 に示す。ここではまず、上流域から中流域までの各メッシュの農業水利用効率性の結果を示す。この結果から、上流域から中流域にかけて効率性が高くなっていることが分かる。これは、図 3 で示した各省 (自治区) の農業用水効率性にほぼ順ずる結果となっている。

次に、得られた結果を地域別、灌漑区別にまとめた結果を図 6 に示す。ここでは、下流域全体の灌漑区の結果を合わせ掲載する。この結果から、寧夏回族自治区や内蒙古自治区の灌漑区において効率性が低いことがわかる。この上流域の灌漑区は、下流域の灌漑区と比較して、3 倍近く効率性が低くなっている。特に、土默川灌区や黄河南岸灌区において、その効率値が低い結果となっている。ただし、この結果の妥当性については、現在のところ比較する参考資料が存在しないため、今後その精度を含め、検討を加える必要がある。

全体として、寧夏回族自治区や内蒙古自治区などの大型灌漑区において効率性が低い傾向にあり、こうした灌漑地区での非効率な水利用は、黄河流域全体の社会経済発展と水利用及びその水収支バランスに大きく影響を与えていると考えられ、節水の強化や灌漑管理の完全など、根本的な改革が必要であると考えられる。

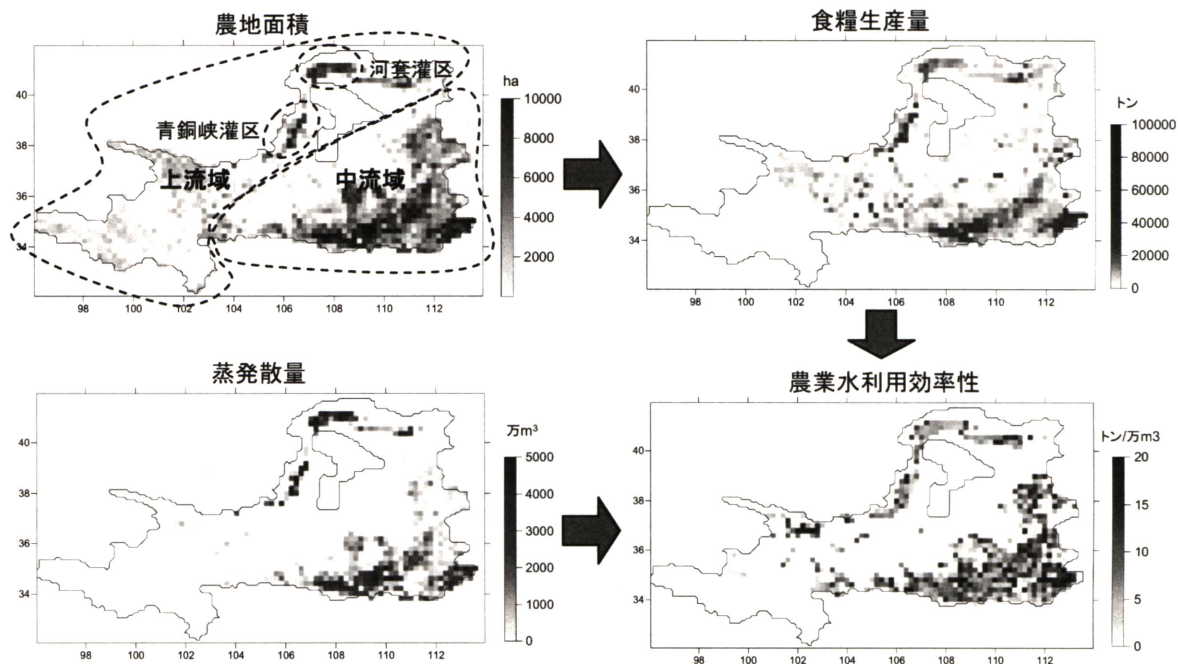


図 5. 黄河流域の 2000 年の農業水利用効率性の評価結果

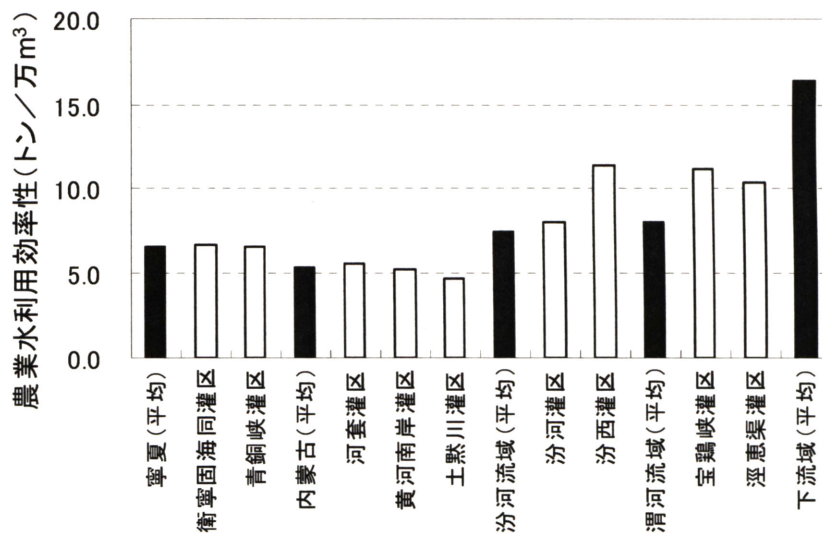


図 6. 黄河流域の各地域及び主要灌漑区ごとの農業水利用効率性の評価結果

5. まとめ

本研究では、黄河流域の 2000 年の農業水利用効率性を評価した。この結果、上流域における水利用の非効率性が明らかとなった。

今後の課題として、得られた効率性の違いがどのような要因で生じているのか分析する

必要がある。この具体的な改善案を示すことによって、効率的な水利用のあり方が検討可能になると考える。

補注

- 1) 中国で刊行されている統計書の「食糧」の定義は、収穫・脱穀をへたものの、モミスリ加工を施していない穀物を意味する（小島，1988）。具体的には、米（粳），小麦，トウモロコシ（粒子に換算）に加えて、薯類（サツマイモとジャガイモは含むが里芋・キャッサバは含まず），豆類（サヤを除去した乾燥豆換算），高粱，アワ（穀つき），その他雑穀を含む。薯類については、生薯 5kg を食糧 1kg に換算する。また、都市近郊で栽培される野菜としての薯（ジャガイモ等）は食糧統計には含まない（小島，1988；加藤・陳，2002；寶劍，2003）。
- 2) 中国科学院地理科学与資源研究所 中国自然資源データベース。中国科学院地理科学与資源研究所ホームページ<<http://www.naturalresources.csdb.cn/index.asp>>，2006.10.1 参照。
- 3) 灌漑農業における耗水量の定義は、一般的に、作物からの蒸散，土壌からの蒸発，水路における蒸発及び浸透損失量などを含むものであり，水の利用過程において消失し，河川あるいは地下水に還元しない水量を意味する（席，1996；中国水利部，2000）。各灌漑区の耗水量は，次の 2 つの方法によって実際に計算される。第 1 の方法は，実測した灌漑区の水取量から灌漑区の水面上における減水量を差し引き求める方法である（ただし，地下への還元量は考慮しない）（席，1996）。この方法は，主に完全な実測資料を有する大型灌漑区で用いられる（寧夏回族自治区，内蒙古自治区及び涇河，北洛河，渭河，汾河流域の大型灌漑区など）。第 2 の方法は，定量（単位面積当たりの耗水量）を利用して求める方法である（席，1996）。多くの中・小灌漑区では実測資料が乏しいため，隣接地域の実測資料，もしくは，灌漑試験ステーションにおける耗水量を定量として用い，灌漑区ごとの耗水量を計算する方法である（席，1996）。

参考文献

- 大坪国順・王勤学・劉昌明：黄河下流域における断流と塩類化の問題，LU/GEC プロジェクト報告書VI－中国における土地利用変化のメカニズムとその影響に関する研究－，pp.242-248，2000。
- 大西暁生・井村秀文・韓驥・方偉華（2005）：黄河流域の地域別穀物生産性の変化に関する

- 研究. 「環境システム研究論文集」, 33: 79-88.
- 加藤弘之, 陳光輝 (2002): 『東アジア長期経済統計—中国』 勁草書房, 51.
- 黄河水利委員会: 黄河水資源公報, 中国黄河水利委員会, 1999-2002.
- 黄河水利委員会: 黄河流域地図集, 中国地図出版社, 1989.
- 国際協力銀行 (2004): 中国北部水資源問題の実情と課題—黄河流域における水需給の分析
— JBIC Research Paper No. 28.
- 小島麗逸 (1988): 『中国経済統計・経済法解説』 アジア経済研究所, 345.
- 席家治: 黄河水資源, 黄河水利出版社, 1996.
- 錢正英・張光斗他 (2001): 『中国可持續發展水資源戰略研究報告集 Vol. 1~9』 中国水利水电出版社.
- 孫広生・喬西現・孫寿松主編: 黄河水資源管理, 黄河水利出版社, 2001.
- 中国国家统计局 (1989-1991): 『中国分県農村経済統計概要』 中国統計出版社.
- 中国水利部 (2000): 『中国水資源公報』 中国水利部.
- 寶劍久俊 (2003): 『開發途上国の農産物流通—アフリカとアジアの経験—第4章中国における食糧流通政策の変遷と農家経営への影響』 日本貿易振興会アジア経済研究所調査研究報告書.
- 渡邊紹裕・星川圭介 (2006): 黄河流域の大型灌区の農業用水利用. 「沙漠研究」16-2: 97-101.
- J. Kondo and J. Xu: Potential evaporation and climatological wetness index. *Tenki: Journal of the Meteorological Society of Japan* 44: pp.875-883, 1997.
- J. Kondo: Dependence of evapotranspiration on the precipitation amount and leaf area index for various vegetated surfaces, *Journal of the Japan Society of Hydrology and Water Resources* 11: pp.679-693, 1998.
- M. Matsuoka, T. Hayasaka, Y. Fukushima and Y. Honda: Land cover in East Asia classified using Terra MODIS and DMSP OLS products, *International Journal of Remote Sensing*, Vol.28, Nos. 1-2, pp.221-248, 2007.
- Y. Sato, X. Ma, M. Matsuoka, J. Xu and Y. Fukushima: Hydrological impacts of the land-use change in the middle reaches of the Yellow River basin, *3rd International Workshop on Yellow River Studies*, pp.97-102, 2007.

黄河流域大型灌区における水収支

星川圭介, 渡辺紹裕, 久米崇

1. はじめに

本報告書は、今後の黄河流域水資源管理の方向性を占うべく、黄河の流況に大きな影響を与えている黄河流域大型灌区の水収支の現状と動向についての概要を、既往の研究や報告書に基づいて考察するとともに、黄河流域最大の灌区である河套灌区の水収支実態と水管理改善方針について、灌漑管理実効評価モデル (IMPAM) (星川ら, 2007) の適用結果に基づいて議論する。

2. 主要大型灌区における水収支構造

青銅峡灌区 (寧夏自治区・上流域)、河套灌区 (内モンゴル自治区・上流域)、位山灌区 (山東省・下流域) について、取水・排水の概要、月別取水量、およびそれらの変化傾向を示す。青銅峡灌区と河套灌区はそれぞれ年間 60 億 m^3 、50 億 m^3 以上を黄河から取水しており、大型灌区の中でもとりわけ黄河の流況に与える影響が大きい。また、位山灌区は下流域最大の灌区である。

青銅峡灌区

寧夏自治区における年降水量は 200mm 程度であり、農業は灌漑に依存して行われる。寧夏自治区には青銅峡灌区、衛寧灌区、陶楽揚水灌区、固原揚水灌区という 4 つの大きな灌区があり、これらを合わせて寧夏引黄灌区と称する。重力灌漑地区である青銅峡灌区と衛寧灌区は取水量の約半分を排水として黄河に戻している。排水の多くは用水路等から直接排水路に落ちる各種管理用水であり、低平な地形のため土壌水の排水はむしろ悪く、銀川以北の地域は塩類集積が深刻である。青銅峡灌区の用水量のうち 11 億 m^3 が衛寧灌区からの排水によって賄われているとされることがあるが、これは青銅峡と衛寧を寧夏引黄灌区の一部として一体的に捉えた場合、衛寧からの排水が青銅峡に流入しているとみなせるという、いわば仮想的な考え方であり、実際には両灌区の間排水系統に物理的繋がりはない。おそらく寧夏自治区としての取水量を少なく見積もるための算定方法から出た記述である。

青銅峡灌区における月別の取水・排水量を図 1 に示す。収穫後の晩秋から初冬にかけて、来春の作付けに向けた灌漑が行われるのが特徴である。排水量が取水量変化に速やかに追従することは、排水の大部分が各種管理用水であることを傍証している。

過去 20 年の年間取水量に大きな変化はないが、寧夏自治区水電勘測院 (1999) は 2015 年までに年間取水量を 40 億 m^3 程度にするという計画を掲げている。主な対策は幹線水路のライニングと付け替え (ショートカット) であり、これによって水利用率 (重力灌漑の場合) を 37% から 50% に上げることを見込んでいる。このほか地下水を利用し、逆に 8.7 万 ha の農地拡大を図る。結果として純用水量は 22.657 m^3 /年から 24.482 m^3 /年と横ばいである。様々な節水努力は下流により多くの水を回す目的よりも、地域内での有効利用が主眼であり、今後も消費水量は実質的にほとんど変化しないものと考えられる。次に述べる河套灌区に比べ、消費量の削減を求められていない理由としては、寧夏自治区における農業発展が西部大開発の重要な一部分を構成しているためと推察される。

河套灌区

河套灌区は年間降水量 100–200mm程度の乾燥地に位置する。取水地点である黄河三盛公水利枢纽（以下、単に三盛公）では、総幹渠と一幹渠（以上河套灌区）にそれぞれ年間 53 億 m^3 および 6 億 m^3 程度取水されているほか、黄河右岸の伊盟灌区（河套灌区外）へも年間 3 億 m^3 程度取水がある。総幹渠からは年間 7–10 億 m^3 程度が配水管理用水として黄河に直接排水されており、注意すべきは、河套灌区の取水量（50 億 m^3 程度）は、三盛公での取水量から総幹渠での配水管理用水を差し引いた値であるということである。

その他、排水路を通して黄河へ排出される水量は年間 2–3 億 m^3 程度であり、青銅峡灌区に比して少ない。ただ、排水量の大部分は土壌からの浸出水ではなく配水管理用水である点においては青銅峡灌区に類似する。

月別取水量パタンの経年変動は比較的少ない。灌区の農業はほぼ全面的に依拠するため、取水量パタンの経年変動は需要側ではなく、供給側に規定されると考えられる。青銅峡と同様収穫後に翌春の作付けのための灌漑（秋澆：秋灌漑）が行われる。その量は年間取水量の 30%にのぼり、青銅峡灌区よりもはるかに多い（図 2）。これは、青銅峡灌区よりも春先の水需給が厳しいことに起因するものと察せられる。

河套灌区への年間取水量は 1980 年代まで灌漑面積の漸増を受けて増加傾向にあったが、1990 年代以降横ばいとなっている。現在、河套灌区は取水量を年間 40 億 m^3 にまで削減することを求められている。節水対策として、まず、取水量の 60%に上るといわれる送水損失を削減すべく幹渠のライニングが進められている。また、秋灌漑を年間 20 m^3 から 16 億 m^3 に削減する試みも行われている。

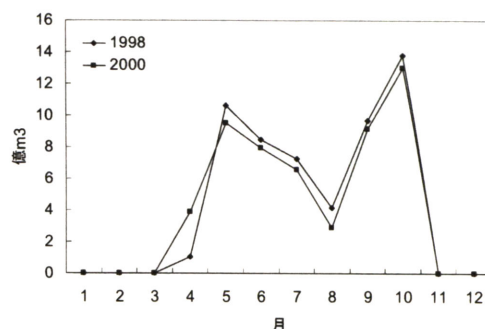
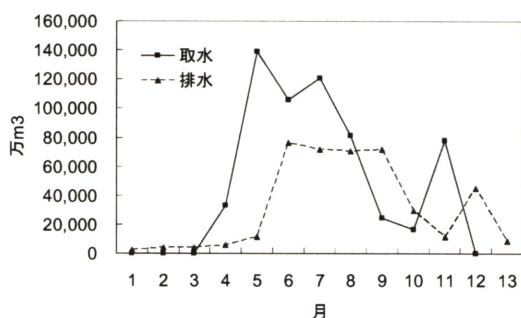


図 1 青銅峡灌区における月別取水・排水量 図 2 河套灌区における月別取水量 (2000 年)

位山灌区

位山灌区の周辺は夏雨型の気候であり、同灌区では原則として冬小麦にのみ、春と秋に灌漑が行われる。他の主要作物は、蔬菜、綿花、豆類、冬小麦の裏作としてのトウモロコシ（いずれも夏作）。蔬菜が近年急増している。平均年降水量は天水農業が可能な 600mm 程度であり、灌漑は渇水時に不足分を補給する形で行われる。灌漑対象となる小麦の作付面積は毎年ほぼ一定であるが、降水量の年変動が大きいいため、灌漑取水量も年々大きく変動する。

排水系統が存在せず、灌区の中で低平な下流部では夏季には地下水深が部分的にきわめ

て浅くなる (<1m). 1960年~70年代に塩害が顕在化. 灌区内の自然河川を掘り下げ排水して緩和したといわれる. これら2つの河川への自然流出以外, 排水は行われていない.

水不足が深刻な黄河下流部に位置するため灌漑用水の安定確保が灌区にとって重要な課題である. 各種節水対策のほか地下水の開発が試みられている. 水路のライニングがかなり末端の水路にまで進んでいるが, これは黄河からの用水に含まれる大量の土砂が水路に沈殿しないよう水路での流速を早めるために行われた泥水対策であるが, 結果として節水につながる. 既に述べたように, 位山灌区ではあくまで灌区内の需要をいかに満たすかが課題であって, 取水量の削減は課題になっていないことが各種報告書からは伺える.

位山灌区での黄河からの取水をめぐる近年の大きな動きとしては「引黄入衛」がある. これは, 位山灌区の用水系統を利用して灌区の西を流れる衛河へと黄河の水を引き, 衛河下流の天津に水を送る事業である. 位山灌区において取水が行われるものの, あくまで取水の主体は天津市であり, 引黄入衛における取水量は位山灌区や山東省による取水量とはみなされない. 引黄入衛は灌漑を妨げないよう冬季に行われる. 11月から2月の取水量の年々変化からは引黄入衛が急増していることが分かる (図3)

3. 河套灌区における水収支の解明と節水可能性の評価

上述した黄河流域を代表する3つの灌区のうち, 河套灌区のみが消費水量削減を迫られており, 河套灌区における節水対策は実質的に黄河の流況および水資源に大きな影響を及ぼす. また, 農業が灌漑にほぼ完全に依存する河套灌区では, 農業生産を維持したままでの取水量の削減は容易ではない. ここでは, 河套灌区における節水の達成可能性を評価するため, 河套灌区の水収支を空間的に十分に代表しうると考えられる永濟渠受益地にIMPAMを適用し, 現在河套灌区において進められている節水対策により水収支や農業生産にどのような影響を及ぼすか評価を行う.

データおよび方法論

計算期間は10年間. これに加え初めに5年間のスピニアップランを行い, 土壌水分や地下水位の初期条件とした. 地下水位と水路網への配水パターン, 排水量によりキャリブレーションを行い, 土壌, 地質構造, 現状の灌漑管理に関するパラメータ設定を行った. キャリブレーションのためのデータが入手可能な1988年から1997年の気象データを用い, 作付けパターンは現地での聞き取りによった.

現状の管理 (base) に加え, 現在進められている管理変更に基づいて, 幹渠をライニングして漏水を削減するケース (case1), 秋灌漑を削減するケース (case2), 幹渠のライニングと秋灌漑の削減を両方行うケース (case3) の3ケースを仮定し, 合計4つの条件下でシミュレーションを行った. いずれの管理変更ケースも, 現在試行されている管理変更に基づいて設定された.

結果

図4には対象地域からの水の年間アウトフロー (十年間平均) の内訳をケースごとに示している. インフローの大部分は黄河からの取水であり, ケースごとのアウトフロー総量の増減は, 水管理の違いによるインフローの増減による. 乾燥地に位置する河套灌区では

裸地における土壤水分や浅い地下水は速やかに土壤面から大気へと蒸発する，水路からの漏水はその大部分が土壤面蒸発として失われており，水路からの漏水の削減により，作物からの蒸散量を減らすことなく（作物に水分負荷をかけることなく），取水量の削減が可能である（case2）．設備投資を伴う漏水削減よりも容易に，作物の水分負荷をほとんど増やさずに可能にするのが秋灌漑の削減である（case2）．秋灌漑はまだ蒸発ポテンシャルが高い時期に行われるため，蒸発による損失が大きい．今回行った程度の削減では，秋季から作付け初期における土壤面蒸発量が減少したのみで，春先の作物の生育への影響はほとんど見られなかった．

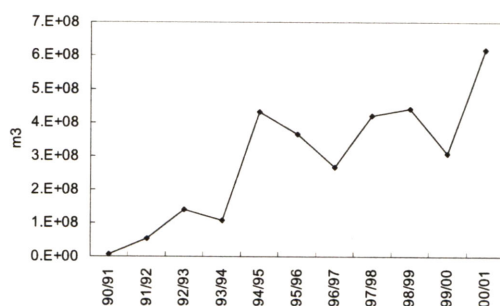


図3 11月-2月期の取水量
(1990-2001)

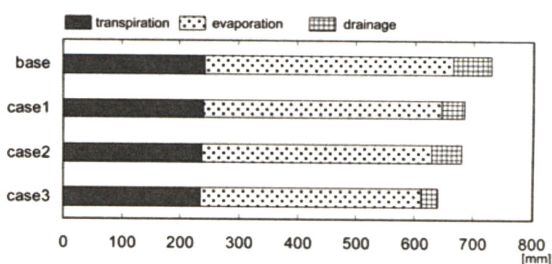


図4 各ケースにおける年間アウトフロー
(十年間平均)の内訳

Base: 現状管理; case1: 幹渠からの漏水を削減;
case2: 秋灌漑を削減; case3: 幹渠からの漏水,
秋灌漑ともに削減.

4. まとめ

河套灌区における節水の実現可能性に，黄河流域の水資源再配分の行方がかかっているといつてよい．河套灌区においては，秋灌漑の削減や水路からの漏水の削減など，農業生産量を低下させずに取水量を削減することが技術的にはまだ可能であると考えられる．今後どれだけの資金が河套灌区に投入され節水が図られるか，中国の経済状況，食糧需給を見据えた動きが続くであろう．

参考文献

- 星川圭介，渡辺紹裕，長野宇規，久米崇（2007）灌漑管理に関する空間情報を取り込んだ水文モデルの開発，農業農村工学会誌，75(11): 11-14
- 寧夏自治区水電勘测院（1999）青銅峽灌区節水改造報告專題研究報告

治水事業の思想的背景

木下鉄矢（総合地球環境学研究所）

黄河(Yellow River)の治水の歴史において、その治水事業推進の背景にある思想について述べます。大きくは民政の思想と国権的、国防的配慮との対立をそこに見ることが出来るというのが結論です。

黄河の治水、特に中央政府が主導する大型事業としての治水は、黄河の下流域、所謂「華北平原(North China Plain)」で主に行われました。これが華北平原の地図です(図1)。これが華北平原の地質図です(図2)。黄河はこの華北平原を北に南に流路を振りながら一種の扇状地として形成しました。しかし黄河が流路を振り分けてきたことについては、ずっと歴史的に見てきますと、その一番基本的な枠組みは、エベレスト造山運動の中後期に当たる新構造運動と呼ばれる地殻構造運動による、この華北平原部に当たる地域の沈降にあると云うことが出来ます。これが新構造運動による、約340万年以前から現在に至る間に起こった地殻の上昇と沈降との分布図です(図3)。これを見ますと華北平原の北部で大きく、マイナス500メートル以上の沈降が起こっております。現在の河南省(Henan)中部辺りを鞍部として淮河(Huaihe)の流れているところが沈降がやや強くマイナス200メートル以上となっています。この昇降図から見ますと、現在の鄭州(Zhengzhou)上辺に出た黄河の一番自然な流路は、そこから北上して太行山脈(Taiheng-Shan)沿いに北に向かい天津の緯度に達して東に向かい天津(Tianjin)東部で海に流れ入る流路、それとその途中から分かれて現在の河口三角州の上辺以北のこの辺りに出る流路であると云うことが出来ます。実際、完新世に入って以降の様々な資史料から知られる黄河の流路はおおむねこの二筋を流れていたとされます。

最終氷期が終息した後、温暖期を経て、紀元前1万年前後1300年ほど、ヤンガー・ドリヤス期と呼ばれる寒冷期が襲い、その後急激な温暖化が起こり、完新世が始まったとされます。紀元前6500年から紀元前2000年頃まではかなり安定した温暖期が続き、この初期に、太行山脈東麓、現在の邯鄲市(Handan)の西部、山東(Shandong)山塊の北辺、沖積平原と接する辺り、そして鄭州南部の山麓東辺地域の三箇所に独立して農業を開始したとされる遺跡群が現れます。以降これらの農業文化を引き継ぐ農業文化が広がりますが、いずれも華北平原の中央部にはなかなか進出しませんでした。

紀元前5000年から4000年紀には最も安定した温暖期が続きましたが、この時期に現れる仰韶(Yangshao)文化の遺跡の分布状態を見ますと(図4の赤点)、ご覧のように見事にこの現在の京広(Jing-Guang)鉄路のラインで止まって、それ以上東へ、つまり華北平原中央部には進出していません。紀元前2000年紀に入ると龍山(Longshan)文化が起こりますが、これも京広鉄路のラインと山東山塊の周辺丘陵部を中心に遺跡が分布しています。ただしこの辺りには華北平原まっただ中に遺跡が存在しますが、恐らく洪積台地上に

位置していたのだらうと推測されます。

黄河河道の完新世に入って以降現在までの変遷を示したのが、この図です(図5)。今お話ししました、仰韶文化から龍山文化に至る古い時代には黄河の主要河道はこの二つの黄色い線のこちら、南の方を流れて現在の河口三角州の上辺附近、ここに流れていたとされます。これはこの附近に黄河の古三角洲が調査されて、明らかにされています。

よくは分かりませんが、紀元前2000年以降数百年以内と推定されていますが、この河道の途中から分流が生じ、より太行山脈に近い側を北上し天津附近で海に入る河道が出現しました。

この二筋の河道のより北にある方を、この河道の道筋を記録している古文献、「禹貢(Yugong)」にちなんで「禹貢河(Yugong-he)」と呼び、一方こちら、より古くからある南東側のこの河道を、やはりその道筋を記録している古文献、「漢書(Han shu)・溝洫志(Gou-xu zhi)」にちなんで「漢志河(Hanzhi-he)」と呼んでいます(図6)。いずれも最下流部はどこが主流とも言えないたくさんの流路に分かれ広がっていたとされます。

この状態が続きましたが、戦国(Zhanguo)中期、紀元前300年紀に漢志河の東の齊(Qi)と西の趙(Zhao)・魏(Wei)とが漢志河を国境線として固定するために漢志河の両側に堤防を築きました。趙・魏が西側に作った堤防のため、禹貢河の河流が塞がれ、断流したとされます。

この戦国中期より黄河沿いの華北平原中央部の農地開発が進みました。それとともに河堤の築造も進みました。中流域に入る渭河(Weihe)、汾河(Fenhe)流域の開発により黄河下流への土砂の流出量が増え、また河流が漢志河に一本化したこともあって、漢志河の河床の上昇、増水時の河堤の決壊、溢出が起こるようになりました。やがて濮陽(Puyang)付近で東に決壊し、比較的安定した河道が出現しました。後漢(Hou Han)の二代目の皇帝、明帝(Emperor Ming)の治下、紀元後69～70年に、王景(Wang Jing)による河道の大改修事業が実施されましたが、それはこの自然に出現した安定河道を基本に河堤により補強したものでした。

これが王景による治河により定められた河道の図です(図7)。王景の治河事業において重要なことは、それが民政の観点から計画され、実施されたことです。王景の治河の中心は、河堤の整備ではなく、ここに書いてあります「汴渠(Canal Bian)」と呼ばれる人工渠水系の整備でした。これは現在の華北平原の河南省側の平原における灌漑水路と舟航水路を兼ねる、この地域の農業経済の安定と発展のためのインフラ整備で、つとにこの地域の人々が求めていたものでした。河堤の整備はこの渠水系の整備の一環として実施されたのです。

この王景が定めた河道は以後約800年にわたり安定を保ち、唐代(Tang dynasty)後半からは不安定期に入りますが、北宋(North Song dynasty)時代まで幹線河道として機能しました。

北宋時代に入り、1048年、ついに黄河は、ここ、澶州(Chanzhou)において北に致命

的な決壊を起こし、天津に至って海に入る河道が出現しました。これを「北流」と呼びます。さらに、1060年、ここ、大名府(Daming fu)において東側に決壊、この東南よりの河道が出現しました。これを「東流」と呼びます(図8)。

これ以降「北流」にまかせるべきか、「北流」を塞いで「東流」に振り替えるべきか、の政策論争が中央政府において起こります。主流は「北流」を塞いで「東流」を幹線河道にすべしとの方針でした。この方針は3度試みられ、2度成功しましたが、1度目は12年後、2度目は5年にして黄河は北に決壊、「北流」に復帰しています。つまり「北流」こそが当時、黄河の最も自然な、安定した流路であったと推測されるのです。しかし北宋の中央政府は、強引にこの最も自然で安定した流路から「東流」に振り替える工事を実施し失敗を重ね、莫大な人力、物量を無駄にしました。そのため華北平原の北半部の農業経済は回復不可能な衰退に陥ったとされます。

北宋中央政府が「東流」に固執した理由の最大のものは、軍事上、国防上の利でした。当時、北からは現在の北京(Beijing)を越えてキタイ国(Khitai)、中国名では「遼(Liao)」国が迫り、北宋側は天津以西にもともと広がっていた湖沼の連なりを広げてつなぎ、キタイ軍の南進への緩衝地帯としていました。ここに黄河が「北流」してとどけば、その土砂によって、この水没地帯が埋まり、騎馬による南進を阻めなくなってしまうというのが、「北流」を断絶すべしという政策の大きな理由としてあげられます。またキタイが騎馬を船に積んで海を渡って来るにしても、黄河がより南東側に流れていれば、その以北に上陸して、「東流」河道を国防の防衛線とすることが出来るというのでした。

つまり河道の自然な趨勢に反する北宋中央政府の強引な河堤構築は、黄河沿岸地域の地域農業経済の安定、向上を図るという民政の観点からではなく、中央政府からする国防戦略の観点から行われたのでした。

南宋(South Song dynasty)にはいると黄河は華北平原北半部を流れる流路から大きく南に振り替え、淮河水系に流入して淮河に合流し黄海に入る「南流」の時代に入りました。しかしこの「南流」河道は、先ほどの地殻の「昇降図」(図3)に照らしても、そもそも不自然で不安定なものです。鄭州の南部にはほぼ東西に走る沈降の鞍部を越えて南側に振れば、河流は南への傾斜にしたがって南へ下がって行きます。しかしこの鞍部自体が河流の華北平原への出口に比較してかなり南にあるのですから、鄭州前後で河流自体が北に行く方が自然だと考えられます。南に行くのはこの辺り実に不安定になるはずで、そもそも「南流」に振り替わったのも、自然の趨勢にしたがったというよりは、人為的な理由からでした。

金(Jin dynasty)軍が現在の開封市(Kaifeng)、当時の東京(Dongjing)(とうけい)に進攻して、これを包囲、北宋を滅ぼした後、北へと帰ったのが1127年、翌年金軍は再び南下してきました。当時、東京(とうけい)の留守をあずかっていた杜充(Du chong)がこの金軍の南下を牽制するために、黄河を東に決壊させました。この氾濫流が東から南へと向かい淮河と合流し黄海(Yellow Sea)に入る河道を出現させたのです。後、この「南流」

河道が金と南宋との国境線とされました。つまり「南流」河道そのものが最初から国防上の理由から作られ、維持された河流だということになります。

元代(Yuan dynasty)に入りますと、さらに新たな国権的観点から、「南流」の東側、北側への決壊には対処してこれを塞ぐものの、南への氾濫には対処せずに放置するままという事態になります。その理由は、すなわち京杭運河が作られたことです。

京杭運河(Jing-Hang Canal)は、徐州(Xuzhou)以南、この「南流」河道を利用していました。また山東山塊の東側を閘門を重ねて順次水位を上げ、やがて下げて船舶を航行させていました。水量も少なく、この部分が一番詰まりやすかったのです。「南流」河道の北側が決壊すると東へと氾濫し、この部分をこんな風に直撃し、京杭運河を塞いでしまうのでした(図9・10)。明・清期(Ming, Qing dynasty)には、現在の北京、当時の首都に年400万石の米穀をこの京杭運河によって漕運していましたから、黄河の治水の主目的は、この京杭運河を黄河の決壊、氾濫から守ることでした。いずれにせよ、流域民生の安定と向上を図る民政の観点から黄河への政策が行われたのではなく、地政学的な理由から設定された都、北京を維持する主要糧道である京杭運河の維持を主目的として河堤などの築造、改修が行われたのでした。

明の晩期、万暦(Wanli)時代には、潘季馴(Pan Ji-xun)が高度な堤防体系を構築(図11)、黄河下流河道、淮河、洪沢湖(Hongze Hu)、京杭運河を体系的に位置づけて改修を施す工事を実施しました。また清代前期、康熙帝(Emperor Kangxi)の治下には、靳輔(Jin fu)・陳潢(Chen huang)が潘季馴の治河構想をさらに練り上げた工事を実施しました。これらの体系的な考察に基づく治河構想には、中国における民政思想の精華である「朱子学」の精神が活かされています。その点では後漢・王景による治河構想の背景となっている民政思想が、ここでもその治河工事の性格を左右していると云うことが出来ますが、しかしもっとも大きな政策の枠組みとしては、中央政府の治河についての基本目的、北京を維持する幹線糧道としての京杭運河を保守、維持するという基本目的の中で、これらの治河の構想が動いていたことは否定出来ません。南流河道の堅固に最終目的があったからです。

以上、歴代の治河事業の背景に民政の思想と国権的、国防的な配慮との対立があったことを明らかにしました。国権的、国防的な配慮、黄河下流沿岸地域の民生への視線を持たない対黄河政策が北宋以来清代にかけて主に採られたために、華北平原は荒廃してしまつたとされます。現代中国における治河事業はこのどちらに振れているのか、興味深いところです。

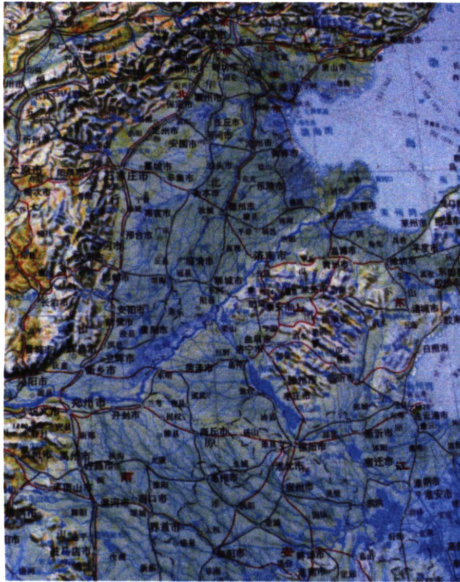


图 1. 华北平原图

出典：中华人民共和国国家普通地图集、1995, P42

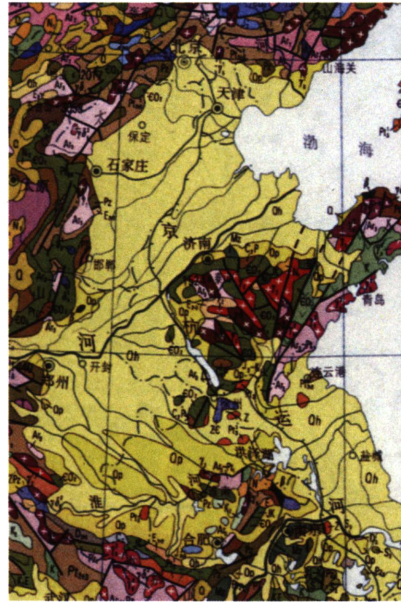


图 2. 华北平原地质图

出典：中国地质图集 2002, P11

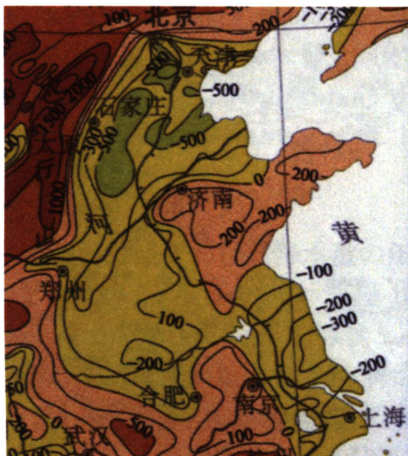


图 3. 新构造运动时期地壳升降图

出典：中国地质图集 2002, P52

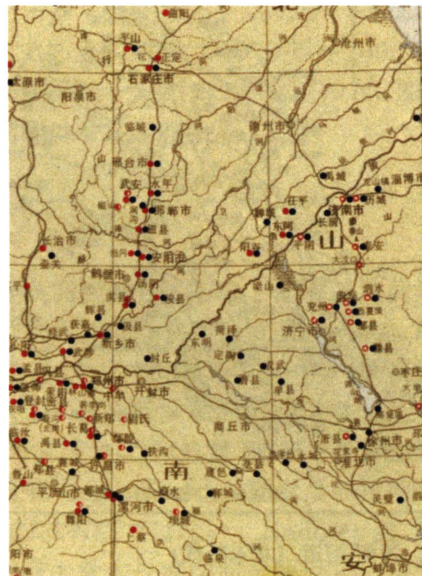


图 4. 华北平原仰韶文化遗迹图 (BC5000 年)

● 赤点 出典：The Historical Atlas of China V1.P7-8

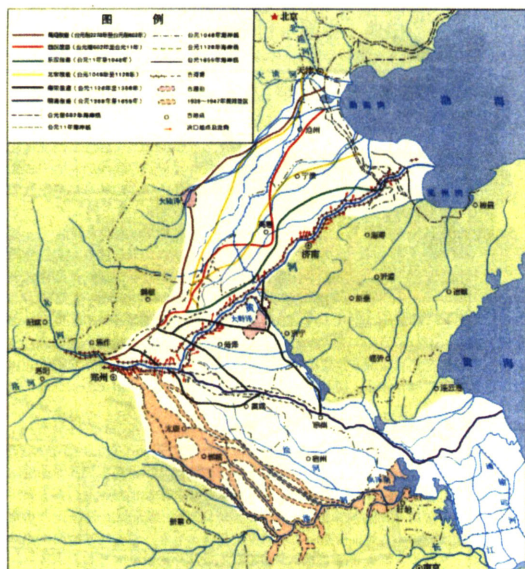


图 5. 黄河,河道变迁图 (完新世~)

出典：人民治理黄河六十年 2006, P84

黄河下游河道历史变迁图

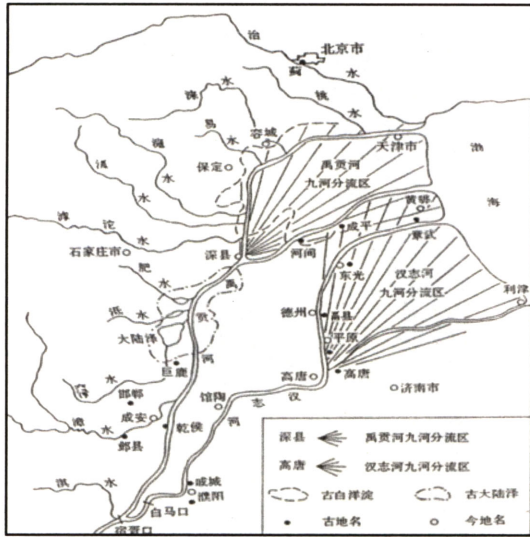


图6. 黄河,河道(禹貢河,漢志河)變遷圖
 出典: Studies on Historical Geomorphology and Ancient Maps of China, 2006, P 369

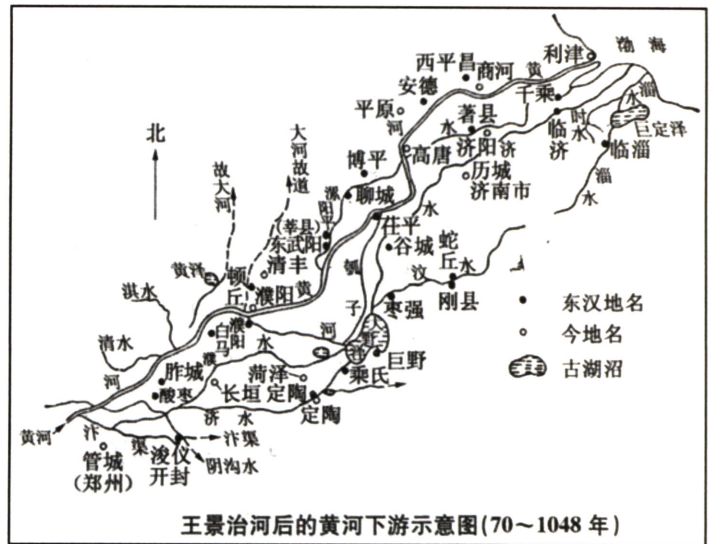


图7. 王景により定められた河道
 出典: 中国水利發展史 2005, P68

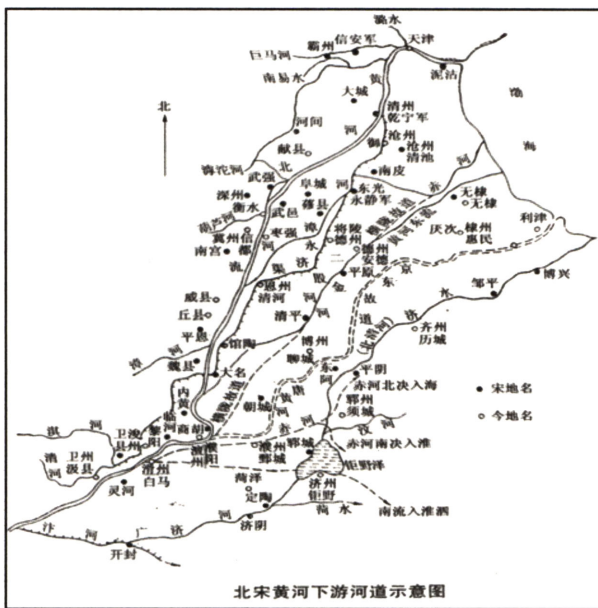


图8. 黄河,河道(北宋時代)
 出典: 中国水利發展史 2005, P189

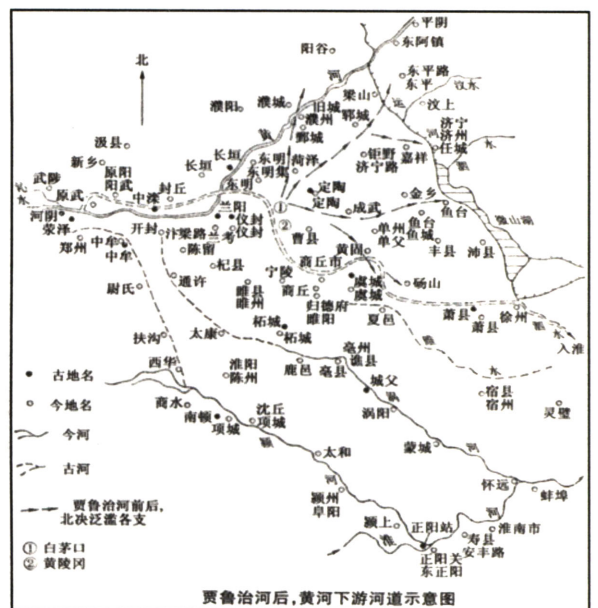


图9. 黄河、河道(元時代)
 出典: 中国水利發展史 2005, P330

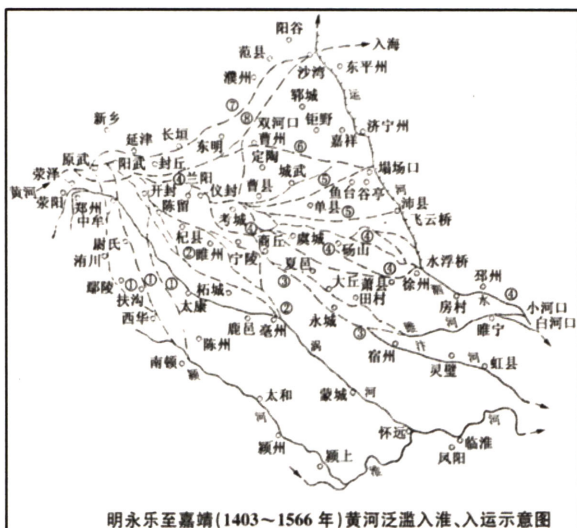


图10. 黄河、河道(明時代前半)
 出典: 中国水利發展史 2005, P348

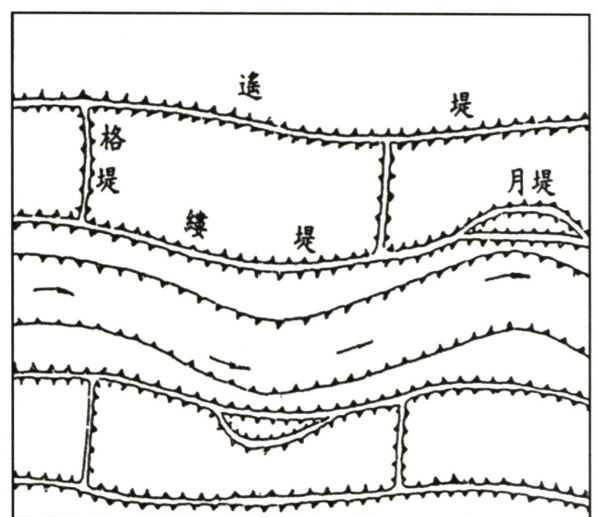


图11. 高度な堤防体系(明時代)
 出典: 晚明黄河水患与潘季馴之治河 1998, P327

黄河流域における降水量の年々変動とそれに及ぼす総観場の季節内変動の影響

藤波初木 (名古屋大学地球水循環研究センター)

1. はじめに

黄河は流域に住む人々の重要な水資源である。近年、その水資源の減少が深刻な問題となっている。黄河流域の降水量変動は、黄河の流量変動をもたらす主要な要因の一つである。黄河流域は年間降水量の約60%以上が夏季(6~9月)にもたらされる(Yatagai and Yasunari 1995等)。そのため、夏季降水量の年々変動の実態とその変動要因を明らかにすることは重要である。本研究は、黄河流域の夏季降水量の長期傾向とその年々変動の実態を明らかにすることを目的とする。特に年々変動に関しては、変動要因を明らかにし、季節内変動との関係も考察する。

2. データ

本研究では、降水量データとして、Xie et al. (2007)によって作成された日平均格子点データを使用する。このデータは中国の豊富な地点降水量データを空間内挿することにより作成されている。黄河流域では、黄河水利委員会の地点雨量データも利用されており、現時点で同領域の降水量変動も最もよく再現しているデータであると考えられる。データの期間は1978~2002年で、空間解像度は0.5度である。より長期間で広領域の降水量変動をとらえるためGPCP(Global Precipitation Climatology Project)の5日平均格子点データも使用する。このデータは地点降水量データと衛星による推定降水量を同化した全球データである。期間は1979年~2006年で、格子点間隔は2.5度である。(Huffman et al., 1997)。大気循環場のデータは日平均値のNCEP/NCAR再解析データを使用する(Kalnay et al. 1996)。格子点間隔は2.5度である。

3. 結果

3.1. 夏季の黄河流域における降水量の年々変動

本研究では北緯34度~43度、東経105度~120度を黄河流域とする。この領域は黄河中流域から下流域(黄土高原~黄河河口)を含んでいる。図1は黄河流域を含む経度帯で平均した降水量(25年平均値; 以後、気候値とする)の緯度時間断面図である。6月中旬から7月中旬に長江流域(北緯30度~34度付近)に見られる降水の極大は梅雨(Meiyu)にあたる。黄河流域は7月上旬から8月中旬にかけて降水量が多くなる。以後、この期間を黄河流域の雨季(6月30日~8月18日の50日間)とする。図2は黄河流域の雨季の総降水量の年々変動を示している。降水量の長期傾向としては弱い減少(10年で約-0.17mm/day)を示すが、統計的に有意ではない。Endo et al. (2005)は1961~2000年の地点降水量データを用いて中国の夏季降水量の長期傾向を解析し、黄河流域では(統計的に有意ではないが)夏季降水量が減少傾向であることを示している。一方で、100mm近い振幅をもつ年々変動がある。流域の年積算降水量の気候値が約450mmであるので、この変

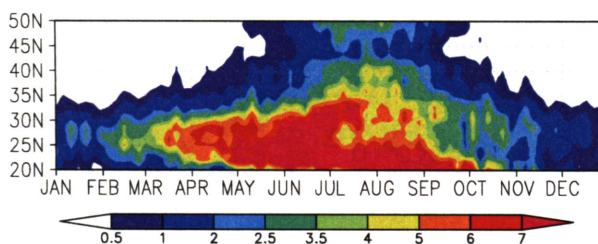


図1: 黄河流域の降水量の緯度時間断面図(25年平均値)。値は東経105度~120度の平均値。単位はmm/day。Xie et al (2007)のデータを使用した。

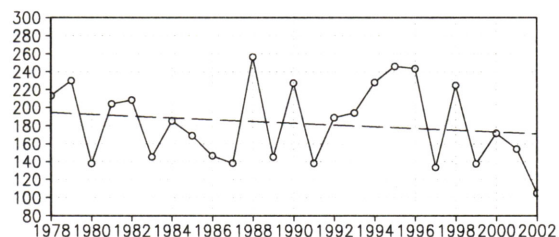


図2: 黄河流域で平均した雨季総降水量の年々変動(実線)と長期傾向(破線)。縦軸の単位は(mm/50day)。Xie et al. (2007)のデータを使用した。長期傾向(トレンド)は線形回帰分析により計算した。

動は非常に大きい(年積算降水量の 20%以上)。また、雨季総降水量の年々変動の時系列は、年総降水量の年々変動と約 0.7 の相関をもつ。これは雨季総降水量の年々変動が年総降水量の変動に強く影響を及ぼしていることを示している。

次に、黄河流域の雨季総降水量の年々変動に関連した、より広領域の降水量変動を調査する。以降の解析は 2006 年まで利用でき、より広領域のデータが得られる GPCP データを使用する。GPCP を基に計算した黄河流域の雨季総降水量の年々変動の時系列は、Xie et al.(2007)のデータを基に作成された時系列(図 2)と非常によい一致を示す(図省略; 相関係数は 0.96)。図 3 は、GPCP による黄河流域の雨季総降水量の年々変動(1979~2006 年)と各格子点上の年々変動との相関係数の分布である。正相関の領域は黄河流域からその西側の乾燥地帯にまで広がっている。また、インド西部の領域にも有意な正相関の領域がある。一方、長江下流域から朝鮮半島にかけて有意な負相関の領域がある。図 4 は黄河流域で降水量が多かった年と少なかった年(図 2 の年々変動の時系列より選んだ上位 5 年と下位 5 年)の雨季総降水量のコンポジットである。雨の多い年は黄河

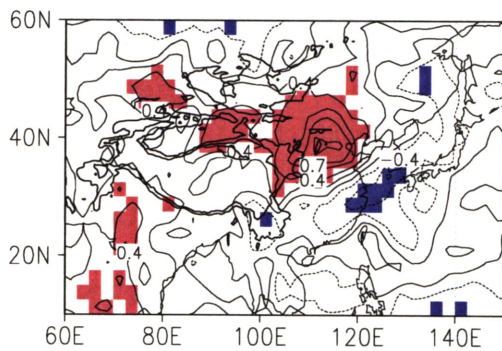


図 3: 黄河流域の雨季総降水量の年々変動と各格子点上の降水量の年々変動との相関係数の空間分布。ハッチは 5%有意水準を超えている格子点。太実線は標高 1500 m と 3000m の等値線。

下流域を中心に雨量が多く、華中から東シナ海にかけて雨量が少ない(図 4 左)。雨の少ない年は、降水量の多い領域が華南から長江流域、朝鮮半島まで延びている(図 4 右)。降水量の多い年と少ない年の差は、黄河下流域で 150 mm 以上の差がある(図省略)。

黄河流域の雨季降水量の年々変動の要因を調べるために、大気循環場に対して回帰分析を行った。上層(200hPa: 約 12000m)では、北緯 40 度に沿って、東経 40 度より東側に顕著な波列構造(低気圧偏差、高気圧偏差が連なること)をもつ偏差パターンが見られる(図 5 上)。この波列に関して、黄河下流域(北緯 40 度、東経 120 度付近)を中心に高気圧偏差が、その西側には低気圧偏差が存在している。黄河流域の高気圧偏差とその西側の低気圧偏差は、中層(500hPa: 約 5500 m、図 5 中央)と下層(850hPa: 約 1500m、図 5 下)においてもほぼ同じ場所に存在し、偏差の構造が順圧的である

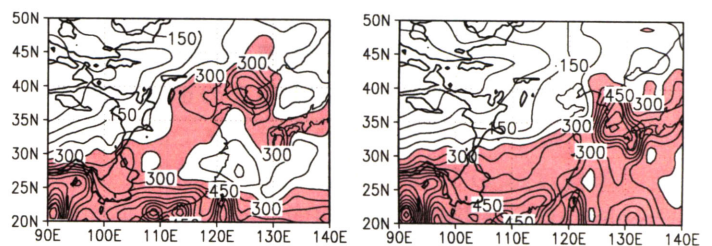


図 4: 黄河流域の雨季総降水量の(左)多かった年(1979、1988、1990、1995、1998)と(右)少なかった年(1980、1991、1997、1999、2002)の総降水量分布のコンポジット。等値線間隔は 50mm。ハッチは 250mm 以上の領域。

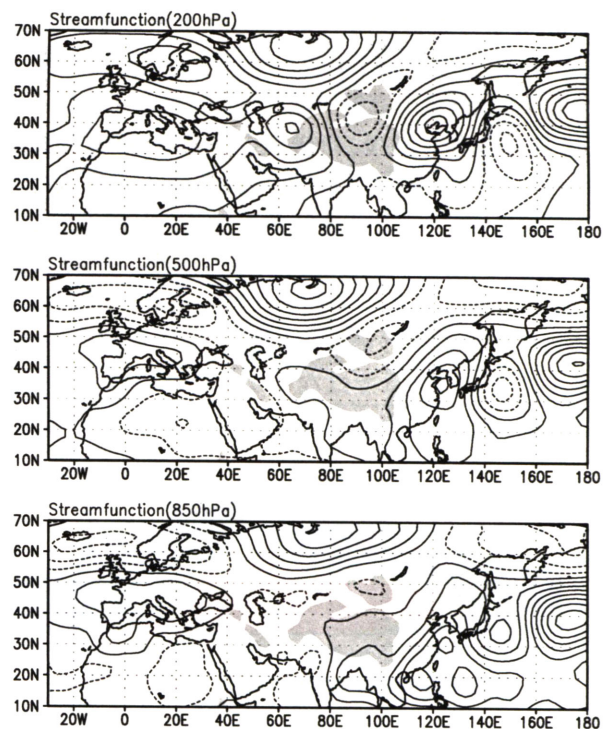


図 5: 黄河流域の雨季総降水量の年々変動に対する流線関数への回帰。200hPa(上)、500hPa(中央)、850hPa(下)。正(負)偏差は高気圧(低気圧)偏差を示す。ハッチは標高 1500m 以上の領域。

ことを示している。この波列は亜熱帯ジェット気流上を東に伝播する、準定常ロスビー波と解釈できる(Iwao and Sato 2006, Ding and Wang, 2005)。夏季の東アジア域の循環場偏差を形成する要因の一つとして、西太平洋付近の対流活動偏差に起因して熱帯側から中緯度に波列が伝播するPJパターン(Pacific-Japanパターン)が知られている(Nitta 1987)。長江流域の夏季降水量の年々変動には、このPJパターンが重要である。しかし、図5の回帰分析からは、それに関係した偏差パターンは見られない。これは、黄河流域の雨季降水量の年々変動には、北部西太平洋付近の対流活動の影響より、亜熱帯ジェット気流上を東に伝播する定常波列の方が重要であることを示している。

黄河流域周辺の順圧的な循環場偏差は、黄河流域への水蒸気輸送に重要な役割をもっている。図6は水蒸気フラックスとその収束発散量への回帰分析の結果である。黄河下流域の高気圧偏差は、その西～北西側で黄河流域へ流入する南からの水蒸気フラックスを増加させる。また、高気圧偏差西側の低気圧偏差(北緯45度、東経105度付近)は流域の西側からの水蒸気フラックスを増加させる。これらが黄河流域への水蒸気フラックス流入の増加をもたらし、収束量が増加するため、降水量が増加すると考えられる。

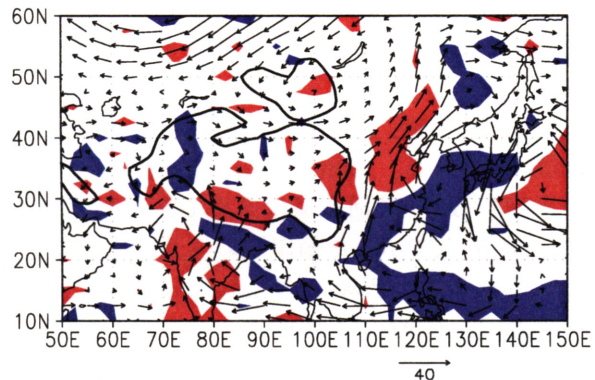


図6: 水蒸気フラックス(ベクトル)とその収束発散量に対する回帰分析の結果。赤い(青い)ハッチは収束(発散)偏差。太実線は標高1500mの等値線。

3.2. 夏季の黄河流域における降水量の季節内変動

ここまでは雨季の総降水量の年々変動を調べた。しかし、雨季の降水活動は期間中に常に活発であるわけではなく、10日～60日程度の周期で雨の多い時期と少ない時期を交互に繰り返す。この現象を季節内変動という。図7は黄河流域で雨季総降水量が多かった年の、黄河流域の降水量の時系列(図7上)とそのウェーブレット解析(図7下)の結果である。降水量は7月上旬に多くなり、その後、降水量の多い時期と少ない時期を繰り返し、8月中旬以降は再び降水量が少なくなる(図7上)。7月上旬から8月中旬まで、約14日程度の周期が顕著である(図7下)。また、約3日周期の変動も顕著である。約3日周期の変動は約14日周期でスペクトルの大きさが連動している点が興味深い。約3日周期の変動は移動性の擾乱であると考えられるが、その活動が季節内変動スケールで変化していることを示している。一方で、雨季降水量が少なかった1997年も同様に約14日周期の季節内変動が顕著であった。しかし、1988年と比較して、不活発期の期間が長かったため、雨季総降水量が少なくなった。つまり、季節内変動の周期性が、必ずしも総降水量の年々変動に関係しているわけではない。

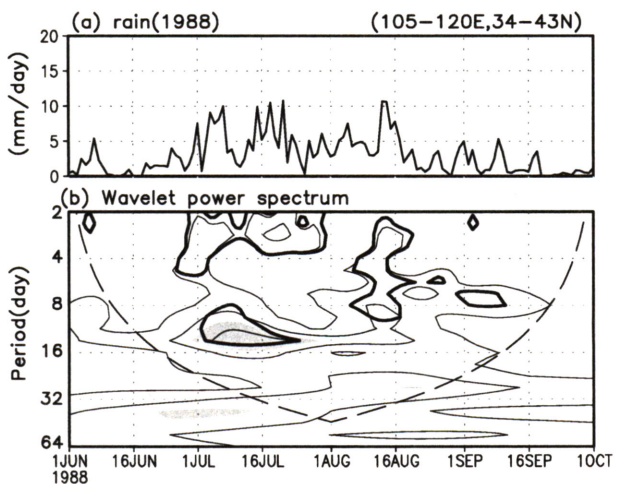


図7: 1988年夏季の黄河流域の降水量の時系列(上)とそのウェーブレットスペクトル。横軸(時間)は図上と図下で共通である。図下のハッチはスペクトルが5%の有意水準を超えていることを意味する。

黄河流域の降水量の季節内変動は、亜熱帯ジェット気流上の準定常波の季節内変動によってもたらされる。雨季平均の循環場(図5上参照)は、この季節内変動の活動の変調によってもたらされる傾向がある。図8は1988

年の 200hPa における北緯 40 度に沿った南北風成分の時間経度断面図である。降水量の多い時期は、黄河流域周辺(東経 105~120 度)は南風成分が卓越し、少ない時期には北風成分が卓越する。この南北風成分の入れ替わりが季節内変動時間スケールで生じることが、黄河流域の降水量の季節内変動を引き起こす。この南北風の変動をもたらす大気循環場も図 5 で示した年々変動と同様に、順圧的な構造をもっており、上層が南風(北風)の時は下層まで南風(北風)成分が卓越する。すなわち南風(北風)は黄河流域に湿潤(乾燥)空気をもたらす、降水量を増加(減少)させる。1988 年の南北風成分を雨季で平均すると、黄河流域は南風であった。これは、図 5 上で示した循環場の偏差によってもたらされる黄河流域の南北風成分と一致する。一方で、1997 年も同様に、上層の亜熱帯ジェット気流上の南北風の季節内変動が顕著であった(図省略)。しかし、北風成分が顕著に卓越したため、降水量の少ない期間が多くなった。雨季平均で南北風を平均すると、1997 年の黄河流域は北風成分が卓越していた。つまり、雨季の降水量が多くなるか、少なくなるかは、上層の波の季節内変動によってもたらされる南北風変動が、どのように黄河流域に影響を及ぼすかに依存している。波の季節内変動が黄河流域上空で南風もたらすか、北風をもたらすかは、波の発生する場所、波の波長、季節内変動の周期等で変化する。これらがどのようなプロセスで決定されるのかを解明することは、今後の課題である。

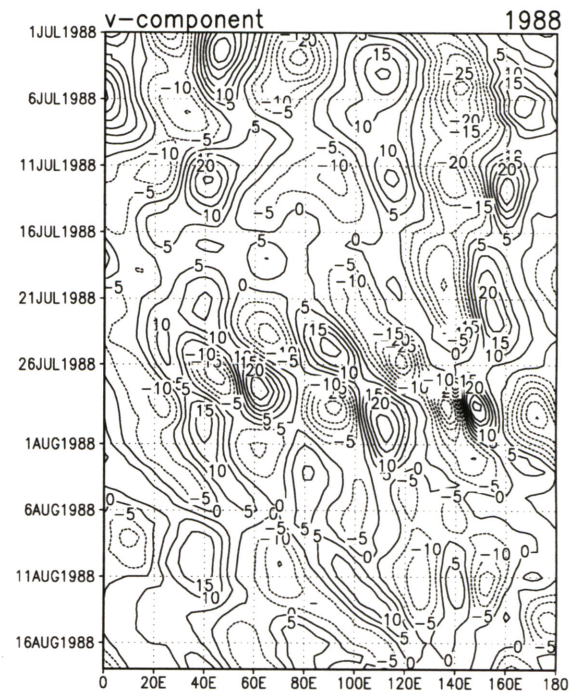


図 8: 1988 年の 200hPa における北緯 40 度に沿った南北風成分の時間経度断面図。実線(破線)が南風(北風)成分。等値線間隔は 5m/s。

引用文献

- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere Summer, *J. Climate*, **18**, 3483-3505.
- Endo, N, Ailikun, B. and T. Yasunari, 2005: Trends in precipitation amounts and the number of rainy days and heavy rainfall events during summer in China from 1961 to 2000, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 621-631.
- Huffman, G. J. and Coauthors, 1997: The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5-20.
- Iwao, K., and M. Takahashi, 2006: Interannual change in summertime precipitation over northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16703, doi:10.1029/2006GL 027119.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Nitta, T. 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Xie, P. and Coauthors, 2007: A Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation over East Asia, *J. Hydrometeor.*, **8**, 607-626.
- Yatagai, A and T. Yasunari, 1995: Interannual variations of summer precipitation in the arid/semi-arid regions in China and Mongolia: their regionality and relation to the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 909-923.

黄土高原南部における水蒸気の鉛直輸送と大気水収支

—2005年と2006年の比較—

高橋厚裕¹・檜山哲哉²・西川将典³・樋口篤志⁴・福嶋義宏¹

1：総合地球環境学研究所

2：名古屋大学・地球水循環研究センター

3：名古屋大学・大学院環境学研究科

4：千葉大学・環境リモートセンシング研究センター

1. はじめに

黄土高原は黄河流域の中流域に位置し、黄河流域に占めるその面積は広大である。このため、黄土高原における大気-陸面の相互作用とそれが降水に与える影響を明らかにすることは、黄河流域の水循環を考える上で重要である。

黄土高原南部では、台地と谷が複雑に分布しており、台地の頂上部が平坦である一方、傾斜が大きい谷が入り組んでいる独特の地形を有している。この地域は半乾燥域に属しているが、天水農業が行われており、台地上には小麦やリンゴ、トウモロコシ等の耕地がランダムに広く分布している。このような複雑な地形と不均一な地表被覆という条件下における水収支と大気水蒸気の鉛直輸送の日変化、季節変化、年々変化を明らかにするために、我々は2004年6月から大気境界層の長期連続観測を行っている。これまでの観測により、夏季の黄土高原南部では、大気境界層内に強い鉛直流が存在し (Nishikawa et al., 2005)、それに伴い積雲対流が発達すると、鉛直方向の水蒸気輸送が強まるために、大気下層と上層において大気水蒸気量に逆相関的な日変化を示すことがわかってきている (Takahashi et al., 2007)。

本研究では、2005年と2006年における水収支の季節変化を調べ、夏季における降水量の日変化と大気水蒸気量の鉛直輸送について考察した。

2. 観測地と方法

観測場所は中国科学院・長武黄土高原農業生態試験所の小麦圃場 (35.24°N, 107.68°E, 標高1224 m) である。周辺には小麦畑の他にリンゴ畑やトウモロコシ畑、また一部に民家などの建物が分布している。圃場内では冬小麦の栽培が行なわれており、毎年9月に種がまかれ、翌年の6月に収穫が行なわれる。圃場内には高さ32 mの接地境界層観測タワーが設置され、2004年6月から微気象観測を行うとともに、2005年5月にマイクロ波放射計 (TP/WVP-3000, Radiometrics Co, USA) を設置し、高度10 kmまでの鉛直1次元の水蒸気量、雲水量と気温の連続観測を行っている。32 mタワーには32 m、12 m、2 mの3高度に超音波風速計 (R3, Gill Instruments Limited, UK) と open-path 型赤外線式 H₂O/CO₂ ガス変動計 (LI-7500, Li-Cor Co., USA) が設置されており、風速3成分と気温、水蒸気量、CO₂ 濃度を測定し、顕熱、潜熱、CO₂ の各フラックスを取得している。本研究では、高度32 mで測定された乱流変動から渦相関法により、顕熱フラックスと潜熱フラックスを計算したが、一部の期間において高度32 m部の測器が故障したため、その期間は高度32 mと12 mで測定された気温と湿度からボーエン比法によって顕熱および潜熱フラックスを求め、渦相関法による計算結果を補間した。また、平均気温、湿度が高度32 mと12 mのいずれかにおいて欠測であった場合は、高度2 mにおける値を使用して両フラックスを求めた。

2005年5月11日~7月13日と2006年5月15日~7月10日の期間に、現地において集中観測を行い、現地時刻の8時から18時の間の正午を除く毎正時に、雲量と10種雲形による雲タイプの観測を行った。

3. 結果と考察

2005年と2006年の各年について、降水量と蒸発散量の月ごとの総量の季節変化、および月平均の顕熱フラックスの季節変化を図1に示す。2005年では、年降水量が515mm、積算蒸発散量が440mmであり、2006年では、年降水量が452mm、積算蒸発散量が350mmであった。このように、降水量のおよそ80%に相当する水が蒸発散によって地表面から大気に戻り、土壌への浸透は、2005年では80mm（年降水量の15%）、2006年では100mm（年降水量の22%）であった。

図2は、図1で示した降水量と蒸発散量の季節変化に加えて、マイクロ波放射計により測定された大気水蒸気量（地表面から高度2 kmまでの総量と地表面から高度10 kmまでの総量）の季節変化を併せて示している。2005年と2006年のいずれの年においても、6月から7月にかけて、大気水蒸気量が急激に増加している。2005年の7月中旬から2006年4月上旬までは、マイクロ波放射計の電源部の故障により、大気水蒸気量は欠測となったため、図では2005年8月から2006年3月までが欠測期間となっている。2006年においては、大気水蒸気量は7月に最大値となり、その後12月にかけて単調に減少した。7月から12月にかけての蒸発散量の季節変化も同様に単調減少を示した。これに対し、降水量の季節変化は、8月に最大値となり、9月においても、7月と同程度の降水量が観測された。7月から9月の3ヶ月間に降水が多いことは、黄土高原に特徴的な夏雨気候を表している（大和田ら, 2005）。また、2004年、2005年、2007年の6月から9月の期間における降水について、一日を1時間毎に区切り、各時間帯で発生した降水量を積算して表したのが図3である。2006年については測器の不具合のために欠測である。2004年と2007年のように、日中は少なく朝方と夜18時から22時の時間帯に多いという日変化と、2005年のように日中にも比較的多い日変化を示す年がある。このような年毎の変動はあるが、全ての年で、夜に大きなピークがみられた。これは日中に発達した対流活動の影響である可能性が考えられる。

日中に対流活動が強くなる例として、Nishikawa et al. (2005) が報告しているような大気境界層内の強い鉛直流と積雲対流の発達がある。長武では、大気水蒸気量が増加する6月下旬において、特に発達した背の高い積雲が頻繁に観測されている（Takahashi et al., 2007）。また、このような発達した積雲は特に日中の午後に頻繁に観測される。図4には積雲が特に発達していた期間において、マイクロ波放射計で測定された大気水蒸気量（4 高度）とボーエン比法で求めた地表面における潜熱輸送量、およびウィンドプロファイラから求められた大気境界層高度の日々変化を示す。大気境界層高度については、層状雲や夜間の過大エコーが生じる時間は除外し、日中の変化のみを表示している。図4に示されているように、大気境界層と積雲が発達していた午後には、大気下層において急激に大気水蒸気量が減少し、大気上層では増加するという日変化が観測された。積雲対流により鉛直方向の水蒸気輸送が強められ、水蒸気量の多い下層大気と少ない上層大気の鉛直混合が強められたと考えられる。一方で、大気水蒸気量の日中における減少が、地表面近傍では9時頃に始まるのに対し、高度0.7 kmではそれよりも早い時刻の6時頃に始まることは、局地循環の影響を示唆している。つまり、地表面に近い大気の層では、地表面からの蒸発散によって大気水蒸気量が増加するが、局地循環が形成されて地表面近傍よりも少し高い高度において乾燥空気が移流した場合は、その高度において大気水蒸気量が減少を始めたというように考えられる。局地循環が大気水蒸気量の日変化に与える影響については、チベット高原（Takagi et al., 2000）や、スマトラ島の山地（Wu et al., 2003）、タイの沿岸部（Fujita et al., 2006）などで報告されている。黄土高原では、地形の起伏のスケールが100 m程度であり、大規模な局地循環は発生しにくいと考えられるが、台地の縁辺部では対流が生じやすいことから（Zängle and Chico, 2006）、これによる小スケールの局地循環が形成されている可能性がある。

4. まとめ

黄土高原南部では、降水によって地表面にもたらされた水は、そのおよそ8割が蒸発散によって地表面から大気へ返還されていた。季節ごとにみると、夏季と秋季では、降水量が蒸発散量を大き

く上回るために表層土壌は湿潤になる一方、冬季と春季では、蒸発散量が降水量を上回るために表層土壌は乾燥していた。このように、夏季と秋季の降水は、一部は蒸発散によってただちに大気へ返還されるが、すべてが返還されるのではなく、ある程度土壌を湿潤な状態に維持して、冬季と春季の間に徐々に大気へ返還される。冬季と春季にはほとんど降水がないが、春季になるにしたがい放射量が強く植物活動が活発になるので、蒸発散量が大きくなる。春季に植物が利用できる水が存在することは、植物の成長、特にこの時期に急激に成長する冬小麦にとって重要である。夏季の降水量を時間帯別に積算することで、明瞭な日変化があることが確認された。2004年と2007年では、日中に少なく朝方と夜に多いという日変化を示し、2005年では日中にも多い日変化を示した。全ての年で夜に大きなピークがあり、日中に発達した対流活動の影響である可能性が考えられた。

日中对流活動が強まることにより、積雲の発達と大気水蒸気量の日変化が生じた。夏季の黄土高原南部では、雄大積雲が発達した日に、地表面近傍を除く高度1km以下の大気下層において大気水蒸気量が減少し、それより上層の大気において大気水蒸気量が増加する現象が観測された。これには、大気境界層が日中に発達することに加えて、台地と谷に形成される小スケールの局地循環、および積雲対流により、大気下層の湿度の高い空気が湿度の低い上層大気と混合されたことにより生じたものと考えられた。これにより、大気境界層と自由大気間における水蒸気交換が活発になることが示唆された。

こうした大気水蒸気の輸送が総観気象場とどのように関係し、黄河中流域の水循環変動にどの程度影響しているのかについて定量的に明らかにするために、さらに研究をすすめる必要がある。

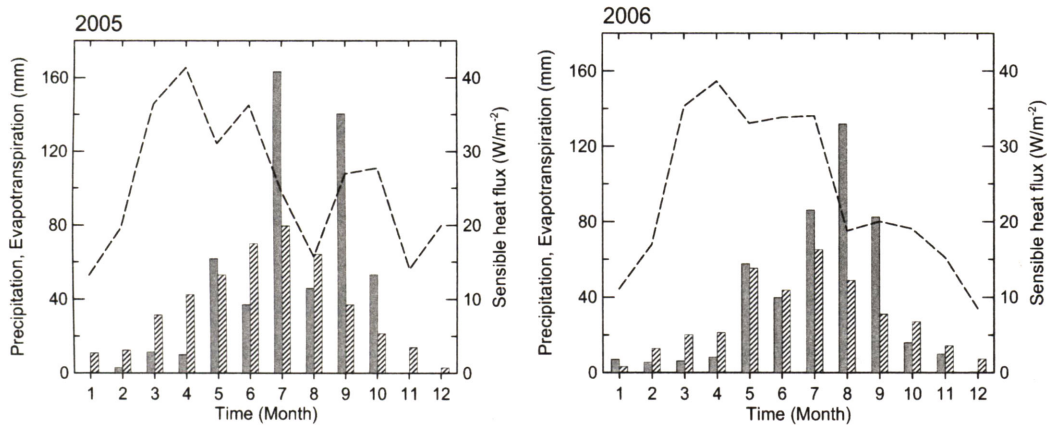


図1. 2005年と2006年における月ごとの総降水量（棒グラフ：灰色）、総蒸発散量（棒グラフ：斜線）、月平均顕熱フラックス（破線）の季節変化。

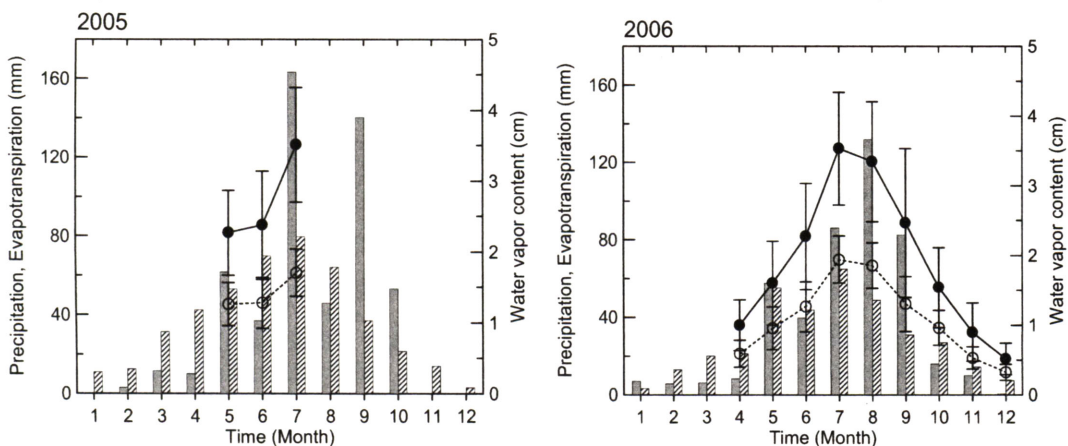


図2. 2005年と2006年における月ごとの総降水量（棒グラフ：灰色）、総蒸発散量（棒グラフ：斜線）、月平均大気水蒸気量（黒丸：0-10km、白抜き丸：0-2km）の季節変化。

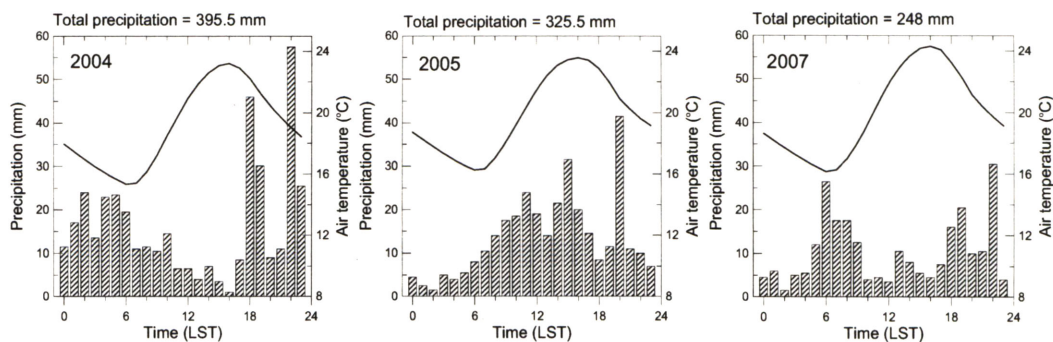


図3. 2004年、2005年、2007年の6月から9月の4ヶ月間における、各時間帯の総降水量（棒グラフ：斜線）と同期間における時間ごとの平均気温（実線）。

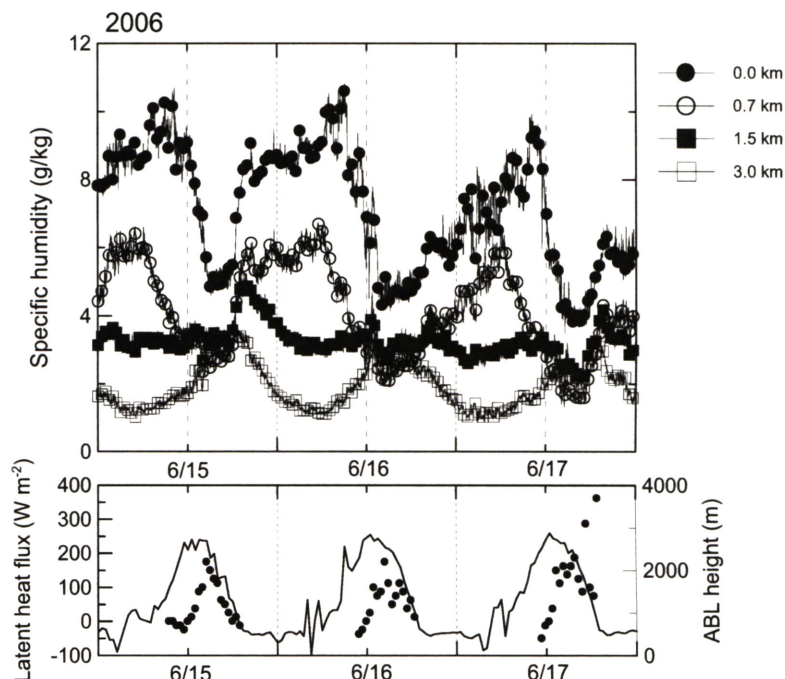


図4. 2006年6月15, 16, 17日に観測された4高度における比湿（上）と潜熱フラックス（下、実線）、大気境界層高度（下、黒丸）の日変化。

参考文献

Fujita, M., T. Sasaki, and F. Kimura (2006): A dramatic daytime decrease in water vapor over coastal Thailand, *SOLA*, 2, 49-52.

Nishikawa, M., T. Hiyama, A. Takahashi, W. Li, A. Higuchi, W. Liu, and Y. Fukushima (2005): Characteristics of vertical wind observed within and over the convective boundary layer on the Loess Plateau, China, *Proceedings of the Third Japan-China Joint Workshop on Lower Atmosphere and Precipitation Study (LAPS)*, Nagoya, Japan, 105-106.

大和田春樹, 大森博雄, 松本淳 (2005) : 中国黄土高原の降雨季における気流系の季節変化について. 地理学評論, 78, 534-541.

Takagi, T., F. Kimura, and S. Kono (2000): Diurnal variation of GPS precipitable water at Lhasa in premonsoon and monsoon period, *J. Meteor. Soc. Japan*, 25, 175-180.

Takahashi, A., T. Hiyama, M. Nishikawa, A. Higuchi, W. Li, W. Liu, and Y. Fukushima (2007): Vertical mixing of water between the atmospheric boundary layer and free atmosphere over Changwu, the Loess Plateau of China, *Proceedings of 3rd International Workshop on Yellow River Studies*, February 14-15, 2007 Kyoto, 73-76.

Wu, P., S. Hamada, S. Mori, Yudi I. Tauhid, M. D. Yamanaka, and F. Kimura (2003): Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island, *J. Appl. Meteor.*, 42, 1107-1115.

Zängle, G. and S. G. Chico (2006): The thermal circulation of a grand plateau: sensitivity to the height, width, and shape of the plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2581-2600.

黄土高原南部における総観場と地表面状態および大気境界層の季節進行過程

*西川 将典¹・檜山 哲哉²・高橋 厚裕³・李 薇⁴・

藤波 初木²・樋口 篤志⁵・福嶋 義宏³

1: 名古屋大学 大学院環境学研究科

2: 名古屋大学 地球水循環研究センター

3: 総合地球環境学研究所

4: Department of Civil & Environmental Engineering, Duke University

5: 千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

1. はじめに

本研究班は、黄土高原における水循環過程の解明のため、地表面－大気境界層－雲層（自由大気）間の相互作用に着目し、黄土高原における大気境界層（Atmospheric Boundary Layer, 以下 ABL）の成立過程と積雲対流との相互作用を長期連続観測（日変化～季節変化～年々変化）から明らかにすることを目的としている [檜山, 2006]。

これまでの研究から、夏季の黄土高原南部において、晴天日に積雲や雄大積雲などの対流雲が発達することを明らかにしてきた [Hiyama *et al.*, 2007; Nishikawa *et al.*, 2007]。また、雄大積雲発達時に ABL と自由大気間で活発な水蒸気交換が行われていることを示し [Takahashi *et al.*, 2007]、ABL と積雲対流とのカップリングに総観規模擾乱が加わると、夕方から夜間の短時間に強い強度の降水を引き起こす可能性を示した [高橋ほか, 2007; 本報告書]。しかし、上記のような黄土高原南部に特徴的な積雲や降水が、どのような総観場で発生したのかについては、詳しくは解析されていない。

このような背景から、黄土高原南部において積雲や降水が、そもそもどのような場合に発生したのかを明らかにすることを目的として、2005 年を例に、大気水蒸気量が増加する季節（4月から7月まで）の総観場と地表面状態およびABL高度の季節進行過程に関する総合的な解析を行った。本報告は、これまで観測データの空白域であった黄土高原南部の地表面フラックスとABL高度の季節進行を示すとともに、積雲の発生や降水が起きた条件を明らかにする。そして、ABLが降水の日変化に対して与えた影響について考察を行う。

2. 方法

本研究では、黄土高原南部の長武黄土高原農業生態試験所（以下、長武試験地、北緯 35.24°、東経 107.68°）において取得した観測データを使用した。ABLについては、ウィンドプロファイラレーダ（Wind Profiler Radar, 以下 WPR）により取得した観測データを、地表面フラックスや気象データについては、Flux & Radiation Observation System (FROS) により取得した観測データを使用した。観測や観測サイトの詳細は Hiyama *et al.*, [2005] に記載されている。

総観場の解析は、NCEP/NCAR 再解析データ (2.5°×2.5°) [Kalnay *et al.*, 1996] と、静止衛星 GOES.9 号の輝度温度 (0.05°×0.05°) [高知大学・東京大学・気象庁提供] を使用した。

3. 結果と考察

3-1. 地表面フラックスおよび ABL 高度の季節進行

はじめに長武試験地における気象要素の季節進行と地表面状態の推移を示す (図 1)。長武試験地付近の台地面は、小麦畑とトウモロコシ畑とリンゴ畑の混在した土地利用となっている。長武試験地においては4月中旬にトウモロコシの種まきが行われ、6月末に小麦が刈り取られる。

日降水量の季節進行 (図 1-c) より、数日~数十日毎に降水が起き、数十日毎に日降水量が 10 mm を越える降水が観測されたことが分かる。日降水量の変動の周期性を調べるために、スペクトル解析を行ったところ、3~5 日にパワースペクトルのピークが現れ、黄土高原南部においては、3~5 日の短周期で降水が起きていたことが明らかとなった。図 2 に地表面フラックスおよび日最大 ABL 高度の季節進行を示す。地表面フラックスの季節進行の詳細を調べるため、日降水量と同様にスペクトル解析を行った。その結果、潜熱フラックスのパワースペクトルのピークが 2~5 日に現れ、日降水量のパワースペクトルのピークの周期とほぼ一致した。これは、降水時に潜熱フラックスは 0 であったのが、降水直後に大きく、数日経過して地表面が乾燥するとともに潜熱フラックスが減少するのに対応したものと考えられる。一方、顕熱フラックスのパワースペクトルに明瞭なピークは現れなかった。ただし、顕熱フラックスは、降水後小さく降水後数日経過して地表面の乾燥に伴い増加する傾向にあった。

図 2-c に晴天日における ABL 高度の季節進行を示す。ここで晴天日とは、快晴日だけではなく積雲などの対流雲が発達した日も含むものと定義した [Nishikawa et al., 2007]。棒グラフ (緑) は median filtering method [Angevine et al., 1994] (以下、median 法) を用いて WPR により観測されたエコー強度から求めた ABL 高度であり、積雲が発達したときの ABL 高度も含む。棒グラフ (黒) は slab model [Tennekes, 1973; Garratt, 1992] を用いて主に顕熱フラックスの日中積算から算出・推定した ABL 高度である。median 法から求めた日最大 ABL 高度が slab model の推定結果に比べて大きくなる場合、ABL 高度が日最大値を示す時間帯において、積雲、特に好天積雲の発達を全天空写真から確認した。しかし、両者が良く一致する場合、そのような時間帯において積雲の発達は全天空写真から確認されなかった。そこで、median 法から求めた日最大 ABL 高度が slab model と比較して大きくなる場合を、本研究では積雲が発達した場合とすることにした。2005 年 4 月~7 月の全期間を通して median 法から求めた日最大 ABL 高度は slab model から求めた日最大 ABL 高度と比較して過大となる日が多く、解析した全期間を通して積雲が頻繁に発生していたことが明らかとなった。

3-2. 積雲発生の要因について

顕熱フラックスが大きかった日 (cf. DOY=170) のみならず、顕熱フラックスが小さかった日 (cf. DOY=141) にも、積雲の発生が確認されており、積雲の発生を顕熱フラックスのみに帰着させることはできなかった。そこで、積雲発生の要因を考察するために、温位の鉛直分布を NCEP/NCAR のデータを用いて調べた。その事例として、顕熱フラックスと潜熱フラックスの日中平均値が同程度 (顕熱フラックス: 約 150 W/m^2 , 潜熱フラックス: 約 240 W/m^2) であった 6 月 6 日と 7 月 11 日における温位鉛直分布の日変化を図 3 に示す。6

月6日には積雲は発達せず、7月11日には積雲が発達した。700~850 hPa (台地面上~高度約2 km まで) では、両日とも現地時間で8BST (北京標準時; Beijing Standard Time) から14 BST、20 BSTにかけて、ABLの発達に伴い温位鉛直分布が安定な状態からほぼ中立な状態に変化した。しかし、その上空の600~700 hPa (高度約2~3 km まで) の温位鉛直分布は、積雲が発生した7月11日では中立、積雲が発生しなかった6月6日では安定であった。7月11日では高度約2~3 kmに積雲の発達が確認されたため、高度約2~3 kmにあたる600~700 hPaの大気の安定度が積雲の発生に影響すると考えた。そこで、図4に示したようにABL高度の季節進行と、600 hPaと700 hPaとの間の温位差を比較すると、積雲が発達しABL高度が高くなった場合には温位差は小さくなった。つまり、温位差が大きく安定な場合は、上空のcapping inversionが強く積雲の発達は抑制されるが、温位差が小さく中立に近い場合は、上空のcapping inversionが弱くなり、積雲が発達しやすくなると考えられた。7月11日の場合、総観場は亜熱帯ジェット気流が蛇行し、トラフ後面の高気圧場に位置していた。そのため、北方から上空に寒気が流入し、上空の温位が低下し中立な状態に近づいたものと推測される。以上から、黄土高原南部において観測された積雲の発生は、地表面フラックスだけではなく上空の大気の安定度と大きな関係があることが裏付けられた。

3-3. ABLの総観規模擾乱に及ぼす影響

次にABLが降水に与える影響について考察を行う。その前に、黄土高原南部における降水時の総観場について示す。図5は5月13~19日 (世界標準時) の長武試験地付近における輝度温度の経度時間断面図である。図中で暖色系の部分は、輝度温度が低い部分を表し、雲頂高度が高いことを示す。黄土高原南部は中緯度に位置し、亜熱帯ジェット気流の影響を受ける。5月15~16日 (BST) に長武試験地において観測された降水は、擾乱に伴い対流活動が活発な部分が東進し、通過したことによりもたらされたことを確認した。

同様に、2005年4月~7月の長武試験地において、降水が観測された場合の輝度温度の経度時間断面を解析した結果、すべての降水イベント時に擾乱が東進していた。長武試験地における降水は、亜熱帯ジェット気流下を東進する擾乱によって起きており、その周期は、上述した3~5日の短周期であったことが明らかとなった。

最後にABLが降水の日変化に与えたと考えられる6月19日の事例を示し、ABLの総観規模擾乱に及ぼした影響について考察を行う。長武試験地において6月19日19 BST頃に降水が観測されたが、この降水は擾乱の東進により起きたことが図6より明らかである。東進する擾乱が黄土高原南部の長武試験地付近に到達すると、擾乱が強められ、その後しばらく経過して擾乱が衰退した。6月19日の日中、長武試験地は晴天であり、午後に積雲が発達し、ABLが最大高度約3 kmまで発達した。つまり、日中のABLの発達により高度約3 kmまで中立な状態だったと考えられた。積雲のスケールは小さく、静止衛星の解像度では解像できなかったため輝度温度の変化に現れなかった。この擾乱の発達と衰退を通じた水蒸気輸送量を解析した (図7)。この図より、降水前後で水蒸気輸送に大きな変化が見られず、擾乱の発達に対して、総観規模での水蒸気の移流の寄与は無いものと考えられた。すなわち、6月19日のケースでは、ABLが擾乱に対して能動的に働きかけ、夕方以降に降水をもたらしたものと言える。

4. まとめ

黄土高原南部において積雲や降水がどのような場合に発生したかを明らかにするために、黄土高原南部における2005年4月～7月の総観場と地表面状態およびABL高度の季節進行過程に関する解析を行った。潜熱フラックスは降水後増加し、その後減少するという短周期的な時間変動を示した。その周期は数日(2～5日)であり、降水の周期(3～5日)とほぼ一致した。一方、顕熱フラックスは潜熱フラックスとは異なる周期を示し、明瞭な周期は現れなかった。また、ABL高度が積雲の発達によって高い高度にまで発達するため、ABL高度の明確な季節変化は見られなかった。これは4月～7月の全期間を通して、黄土高原南部では積雲が発生したことを示している。このような積雲の発生は、地表面フラックスだけではなく、高度約2～3kmの大気の安定度が関係した。上空の安定度が大きいと、capping inversionが強くなり積雲の発達は抑制されるが、上空の安定度が小さいと、capping inversionが弱くなり積雲が発達しやすくなった。

本地域で観測された降水は、亜熱帯ジェット気流を東進する擾乱の通過により起きたことを確認した。その周期は3～5日の短周期であった。そして、ABLが降水の日変化に対して影響を与えたと考えられる事例を示した。6月19日の夕方以降に起きた降水は、擾乱の東進によりもたらされた。このとき日中は晴天であり積雲が発生し、ABL高度が約3kmまで発達した。降水前後では水蒸気輸送に大きな変化が見られなかったため、ABLの発達により、ABL内の大気が不安定化し、擾乱が強化された可能性を示した。

参考文献

- Angevine, W. M., A. B. White, and S. K. Avery (1994), Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler, *Bound.-Layer Meteor.*, 68, 375-385.
- Garratt, J. R. (1992), *The Atmospheric Boundary Layer*, 316 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- 檜山哲哉 (2006), 大気境界層斑のこれまでの成果と今後の研究課題, 黄河合同研究会報告書 2006年11月(京都), 123-124.
- Hiyama, T., A. Takahashi, A. Higuchi, M. Nishikawa, W. Li, W. Liu, and Y. Fukushima (2005), Atmospheric Boundary Layer (ABL) observations on the “Changwu Agro-Ecological Experimental Station” over the Loess Plateau, China.. *AsiaFlux Newsletter*, 16, 5-9.
- Hiyama, T., A. Takahashi, M. Nishikawa, Y. Liu, H. Tanaka, A. Higuchi, W. Liu, and Y. Fukushima, (2007), Progress in hydro-meteorological studies in Changwu, the Loess Plateau of China. *Proc. The Third International Workshop on Yellow River Studies*, 61-64.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437 - 471.
- Nishikawa, M., T. Hiyama, A. Takahashi, W. Li, A. Higuchi, W. Liu, and Y. Fukushima, (2007), Seasonal and diurnal changes of atmospheric boundary layer heights over Changwu, the Loess Plateau of China. *Proc. The Third International Workshop on Yellow River Studies*, 69-72.
- Takahashi, A., T. Hiyama, M. Nishikawa, A. Higuchi, W. Li, W. Liu, and Y. Fukushima, (2007),

Vertical mixing of water vapor between the atmospheric boundary layer and free atmosphere over Changwu, the Loess Plateau of China. *Proc. The Third International Workshop on Yellow River Studies*, 73-76.

高橋厚裕・檜山哲哉・西川将典・樋口篤志・福嶋義宏 (2007), 黄土高原南部における水蒸気の鉛直輸送と大気水収支—2005 年と 2006 年の比較—, 黄河研究会報告書 2007 年 10 月 (石川), (本報告書).

Tennekes, H. (1973), A model for the dynamics of inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567.

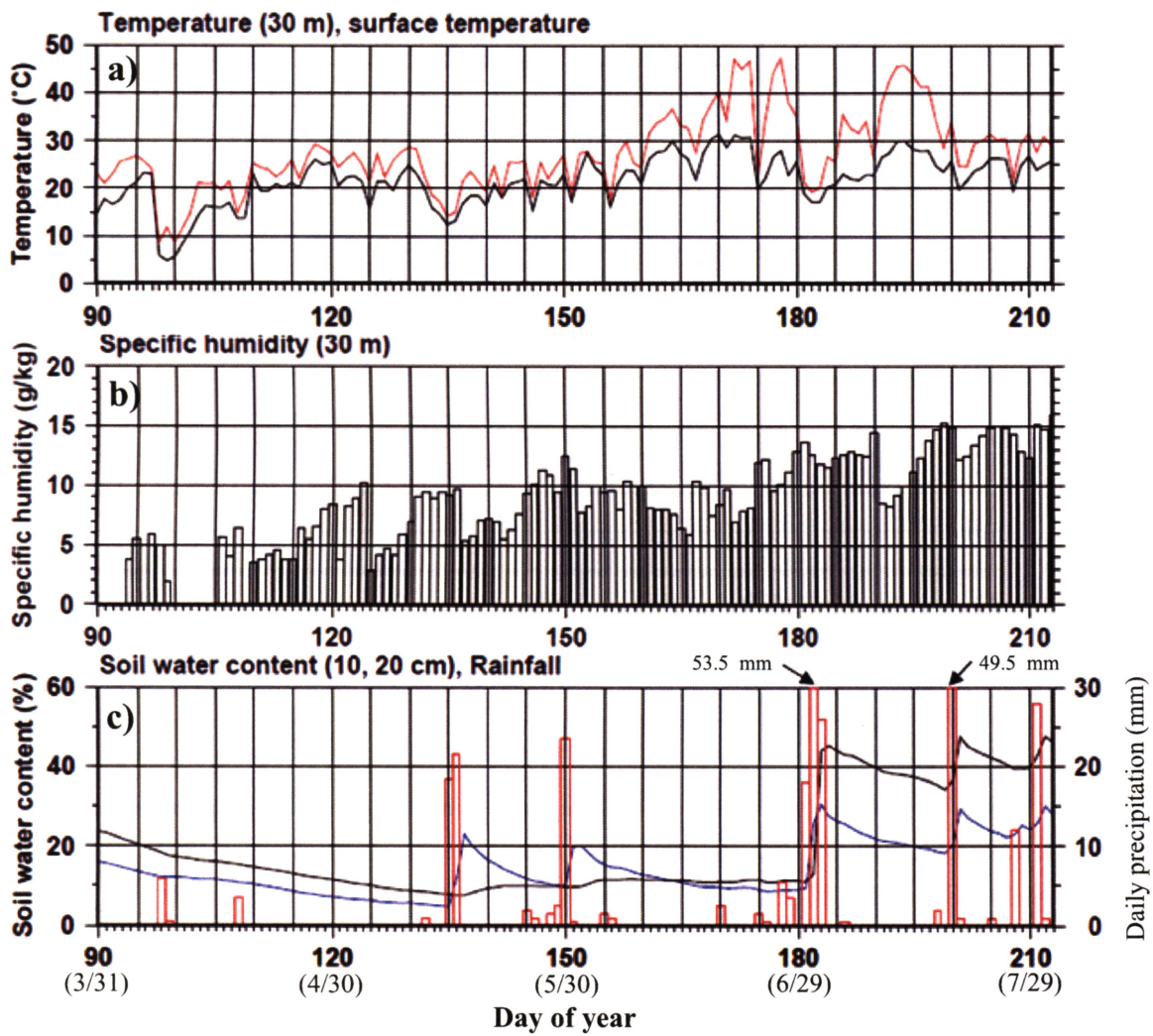


図1 長武試験地における気象要素の季節進行と地表面状態の推移。a) 表面温度 (赤), 30 m での気温 (黒) の日中平均値 b) 30 m での比湿の日中平均値, c) 日降水量 (赤), 土壌水分量 (青: 10 cm, 黒: 20 cm) の日平均値, d) 小麦とトウモロコシの生育期間, をそれぞれ示す。

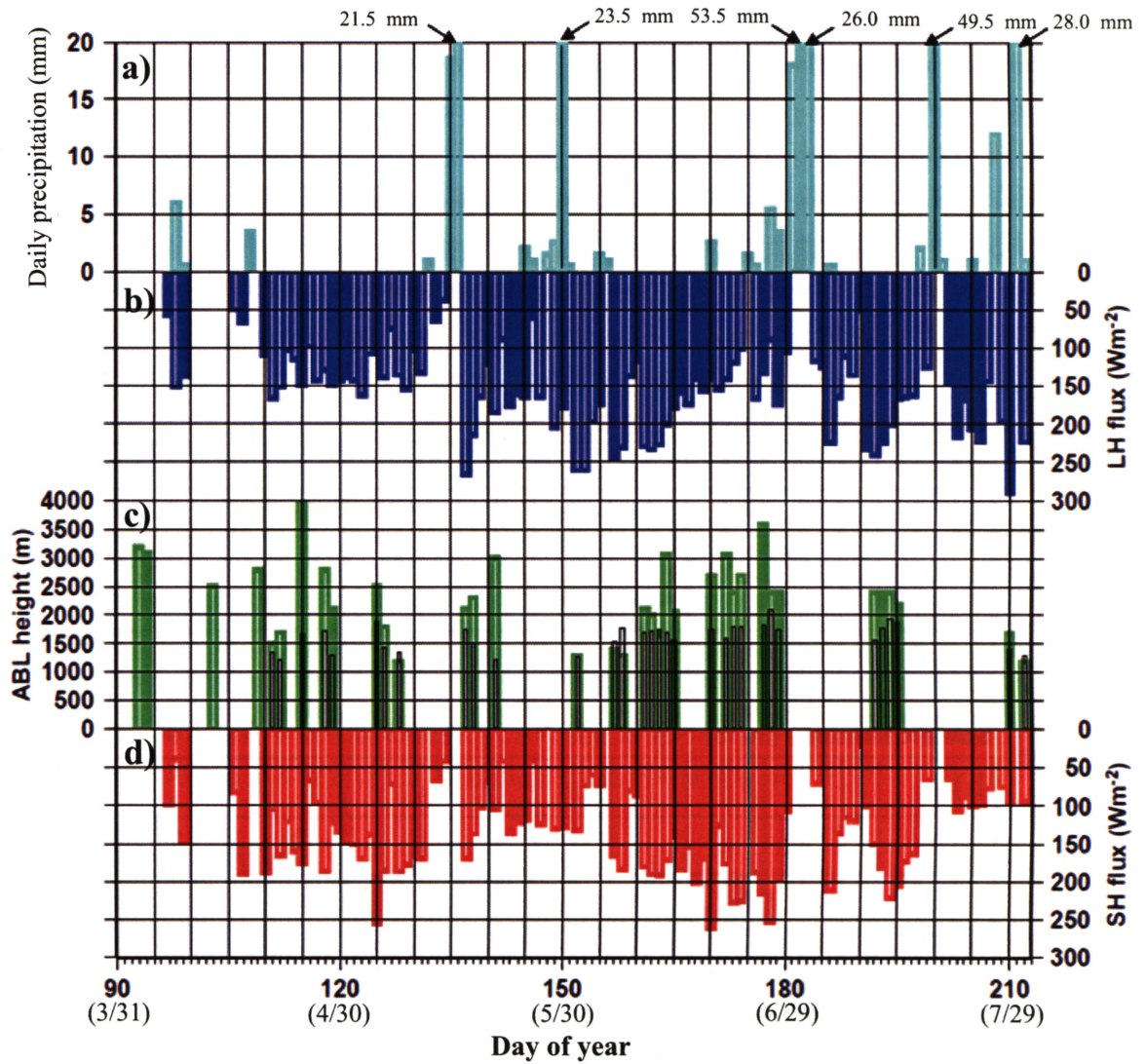


図2 長武試験地における地表面フラックスおよびABL高度の季節進行。a) 日降水量 (水色), b) 潜熱フラックス (青) の日中平均値, c) median filtering method [Angevine et al., 1994] で推定したABL高度の日最大値 (緑), slab model [Tennekes, 1973; Garratt, 1992] で推定したABL高度の日最大値 (黒), d) 顕熱フラックス (赤) の日中平均値, をそれぞれ示す。

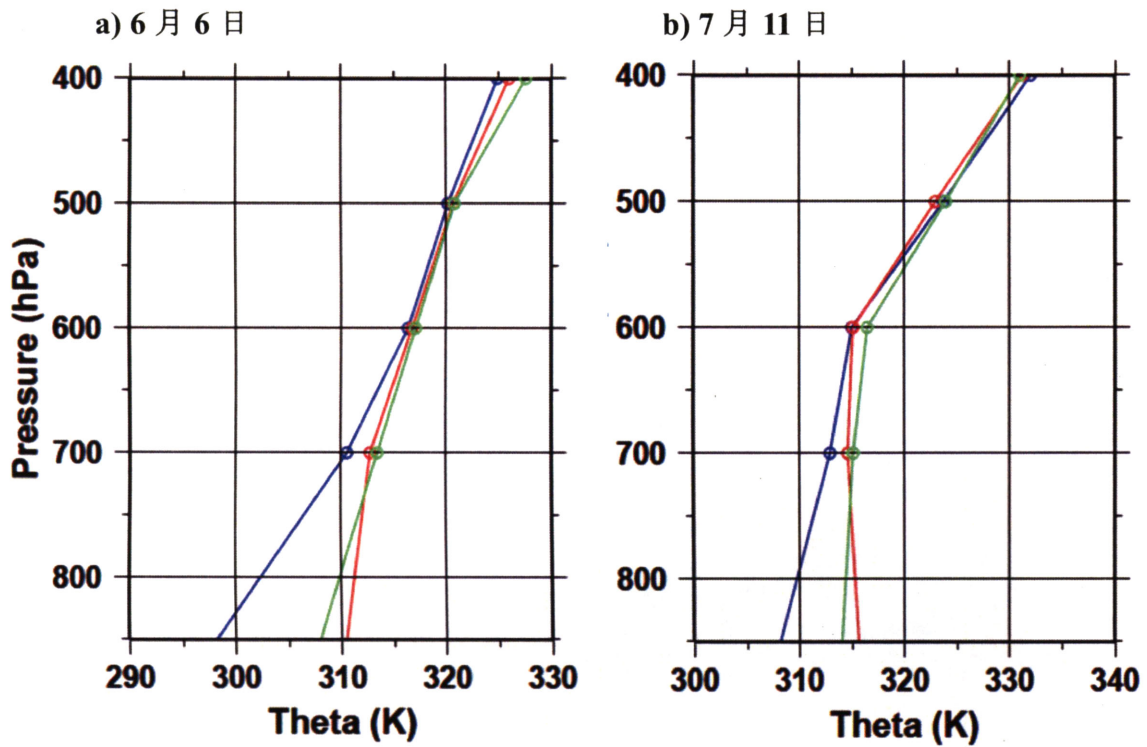


図3 温位鉛直分布の日変化 (青: 8 BST, 赤: 14 BST, 緑: 20 BST)。 a) 積雲が発達しなかった6月6日と、b) 積雲が発達した7月11日の例を示す。

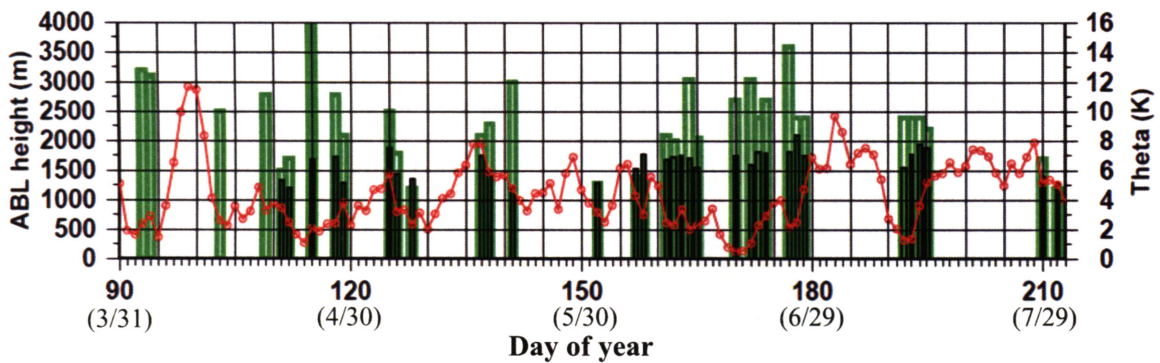


図4 長武試験地における ABL 高度 (緑, 黒の棒グラフは図 2-c と同じ) の季節進行と NCEP/NCAR 再解析データから計算した 600 hPa の温位と 700 hPa の温位の差 (赤)。

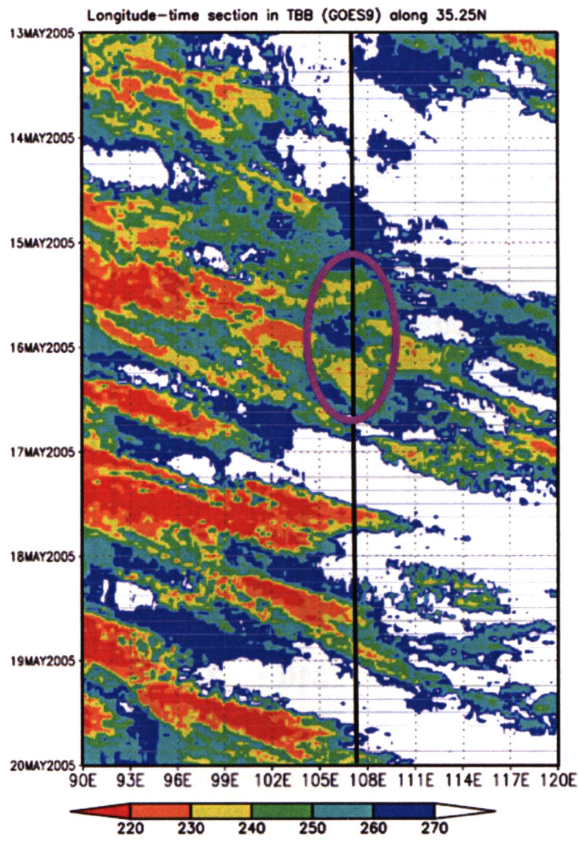


図5 5月13～19日(世界標準時)の北緯35.25°における輝度温度の経度時間断面図。直線(黒)は長武試験地(東経107.68°)の位置に相当する。楕円(ピンク色)で囲んだ部分は、長武試験地に降水をもたらしたと考えられる雲域に相当する。

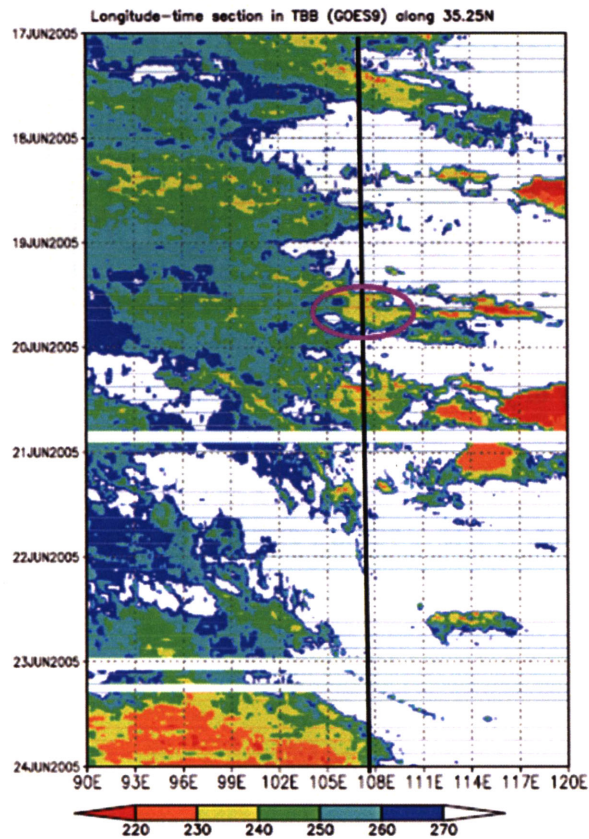


図6 図5と同じ。ただし期間は6月17～23日(世界標準時)。

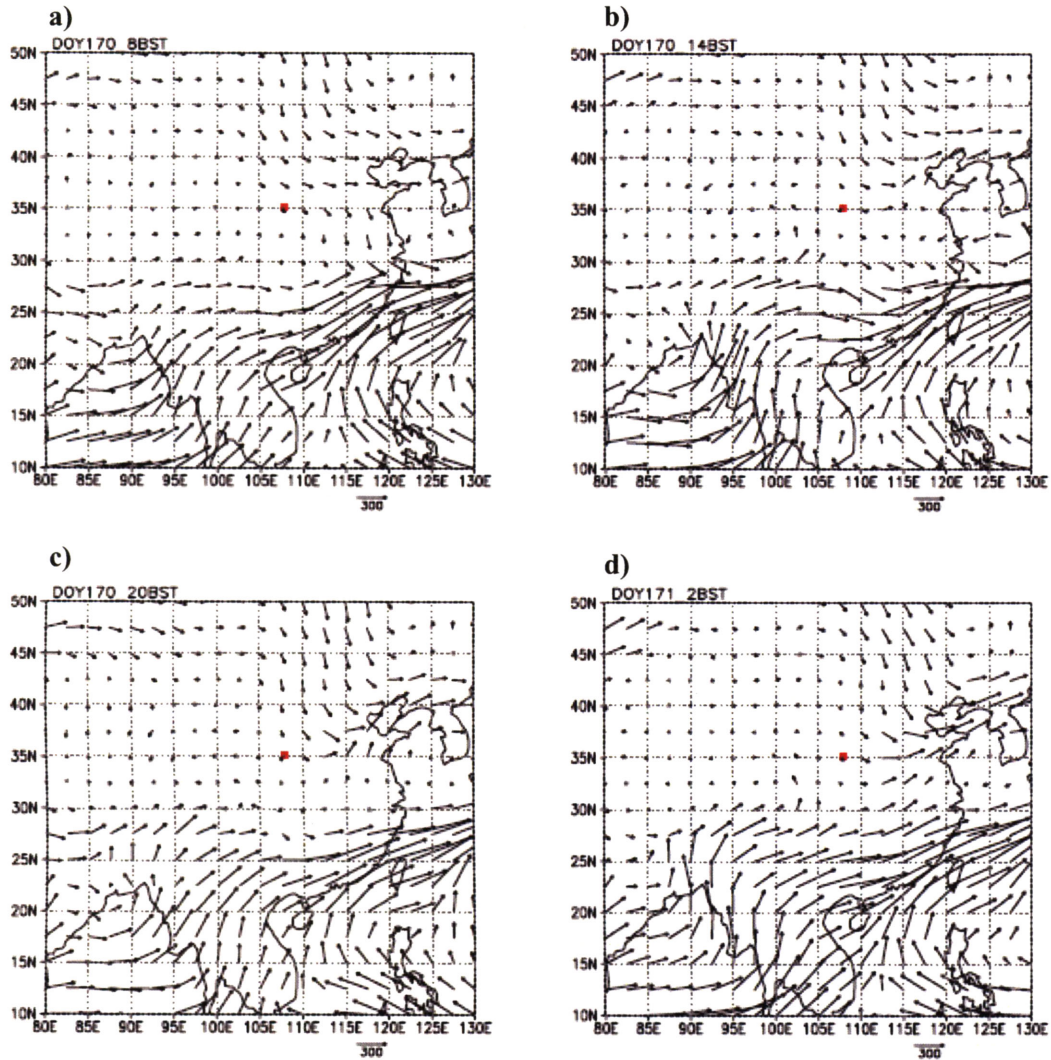


図7 地上～300 hPa面における水蒸気輸送の分布。ベクトルは水蒸気輸送 (kg m/s) を表す。四角 (赤) は長武試験地の位置を示す。a) 6月19日8 BST, b) 6月19日14 BST, c) 6月19日20 BST, d) 6月20日2 BST, をそれぞれ示す。

黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響 —数値実験による考察—

高橋厚裕¹・檜山哲哉²・西川将典³・福嶋義宏¹

1：総合地球環境学研究所

2：名古屋大学・地球水循環研究センター

3：名古屋大学・大学院環境学研究科

1. はじめに

黄土高原南部では、頂上部が平坦である台地面に、傾斜が大きい谷が入り組む独特の地形を有している。台地面上では天水農業が行われており、小麦やリンゴ、トウモロコシ等の耕地がランダムに広く分布している。ここでは、農業生産にとって降水量が重要な水資源である。

黄土高原は、5月から9月の5ヶ月間に降水が集中するという夏雨気候に属する(大和田ら, 2005)。春から夏にかけて積雲が頻繁に発生するようになり、6月下旬には、晴天積雲が午後によく発達する(Takahashi et al., 2007)。積雲対流が発達する場合には、大気境界層上端と自由大気下端の混合が強くなる(Nishikawa et al., 2007)。大気境界層内の鉛直風と積雲対流が相互に影響しあうことで、鉛直方向の水蒸気輸送を強めることが示唆されている(Takahashi et al., 2007)。

また、春から夏にかけては、降雨強度の強い雨が生じることがある。降雨強度の強い雨は、局地的な対流活動の発達に起因すると考えられる。この点から、本研究では、黄土高原南部において積雲が発達するための条件について調べる。ここで、積雲の発生には、風速場や湿度、気温などの大気側の条件のほか、地形や地表面状態が影響すると考えられる。本研究では、地表面の湿潤度と大気水蒸気量(相対湿度)の変化が積雲の発生に対してどのくらい影響するのかを明らかにすることを目的とした数値実験を行った。

2. 数値モデルの概要

本研究が用いた数値モデルは、雲解像モデルのCRESS (Cloud Resolving Storm Simulator) (Tsuboki and Sakakibara, 2001) である。計算条件を表1に示す。計算領域は、長武黄土高原農業生態試験所を中心とする20 km×20 kmの領域に設定し、地表面を平坦な下面境界条件として設定した。水平方向の格子数は200×200であり、鉛直方向の層数は120とした。鉛直方向の層厚は、4.2 kmまでは50 mと均等であるが、4.2 kmより高い層では、tanhでストレッチングさせ、高度とともに大きくとった。初期条件および境界条件としては、大気境界層内に強い鉛直風が観測された2005年6月19日の観測データを用い、現地時刻において8時から18時の計算を行った。

本研究の数値実験では、地表面の蒸発効率(β)を0.05と0.2の2通りに、また大気湿度(RH)を観測値(obs)と観測値に5%を加えたもの(obs+5%)の2通りに変えて行い、合計4通り(実験1では $[\beta, RH]=[0.05, \text{obs}]$ とし、実験2では $[0.05, \text{obs}+5\%]$ 、実験3では $[0.2, \text{obs}]$ 、実験4では $[0.2, \text{obs}+5\%]$)の計算を行った。

3. 結果と考察

図1は、実験1と実験3について、計算を開始してから29,100秒後(16時)における、台地面からの高度約1.2 kmと高度約2.5 kmでの風速の水平分布を示す。暖色で示されているのが上昇風であり、寒色で示されているのが下降風である。矢羽根は水平風速を表す。地表面が乾燥している条件($\beta=0.05$)では、高度2.5 kmにおいても強い上昇風が生じていることがわかる。これは、地表面が乾燥している場合、地表面から大気へ供給される顕熱が大きいことによって、大気境界層が特に発達したためである。大気境界層は高度3 km程度まで達し、強い鉛直風がこの高度にまで達している。また、図1(b)と(d)において、赤色で示されている領域が環状につながっている様子からわかるように、大気境界層内部には組織的な対流状のセルが計算された。環状になった上昇域に対し、

セルの内部では補償流としての下降流が発生している。この構造は、乾燥対流（相変化を伴わない対流）に特徴的なセル構造である。

図2には、実験1から実験4について、鉛直風と大気水蒸気量（比湿）の時間－高度断面図を示す。地表面が乾燥している条件では、大気境界層が高い高度まで発達し、また大気境界層内部の鉛直風が強い。一方、大気湿度を変化させた場合、大気境界層の発達の時間変化や鉛直風の形状に、大気湿度の大小に応じた大きな変化はみられなかった。

図3には、大気の相対湿度の初期条件を観測値にした場合と、観測値から5%だけ増加させた場合について、大気水蒸気量と雲水量の変化を示す。地表面が乾燥した条件（実験1と実験2）よりも湿潤な条件（実験3と実験4）において雲水量が多い結果となり、地表面での蒸発による水蒸気量が雲の発生量に影響したことがわかる。相対湿度を観測値から5%だけ増加させた場合では、地表面が乾燥した条件（実験1→実験2）と湿潤な条件（実験3→実験4）のいずれにおいても、雲水量は増加した。これは、大気の相対湿度の微増に対して積雲の発生が敏感であることを示している。特に地表面が湿潤な条件における雲水量の増加が著かった（図3・実験4）。

4. まとめ

黄土高原における積雲の発生に及ぼす要因について明らかにするため、雲解像モデルを用いて数値実験を行った。本研究では、特に地表面の湿潤度と大気湿度の影響について調べるため、地表面については実際の地形ではなく平坦一様と仮定した条件において実験を行った。実験の初期条件および境界条件としては、現地での観測において大気境界層内に強い鉛直風が観測された2005年6月19日の観測データを用いた。実験は、地表面の湿潤度を2通り（乾燥した条件と湿潤な条件）に変えて行い、また大気の相対湿度を変化させた実験も行った。

実験の結果は以下のとおりである。地表面が乾燥している条件では、湿潤である条件に比べて、地表面からの顕熱フラックスが大きいため、大気境界層が高い高度まで発達し、大気境界層内部の鉛直風が強かった。強い鉛直風が高度3 km付近まで達し、大気境界層内において組織的な対流状のセルが発達することが確認された。

相対湿度を5%だけ増加させた場合は、地表面が乾燥した条件と湿潤な条件のいずれにおいても、雲水量の増加がみられ、積雲が発生しやすいという結果となった。特に地表面が湿潤な条件における雲水量の増加が大きかった。地表面が湿潤であるほうが、相対湿度の微増に対する積雲発生の感度が高いことが確認された。

5. 今後の課題

本研究が行った数値実験では、地表面に到達する降水は発生しなかった。しかしながら、大気の相対湿度を微増させた実験では、雲水量の感度が大きかった。このことから、大気擾乱の移流があった場合は、降水が発生しやすくなることが示唆された。2005年6月19日における現地観測では、夕方に大気擾乱の移流があったことが確認されており、これにより、現地では日没頃に降水が発生した。したがって、実際の観測においては、日中に発達した大気境界層が大気擾乱に働きかけ、降水を引き起こした可能性が考えられる。

こうした総観スケールの大気擾乱の移流が大気境界層とどのように相互作用し、降水を生じさせる結果となったのかについては、黄河流域における大気－陸面間の相互作用と水循環変動を考える上で重要であり、今後さらに研究を進める必要がある。

表 1. 数値実験の諸条件 (実験対象日: 2005 年 6 月 19 日)

モデル	CReSS 2.1
乱流過程	1.5 次クロージャーモデル
雲物理過程	あたたかい雨
地表面過程	バルク法 (Louis et al., 1981)
地温の計算	0.1 m × 30 層
放射過程	太陽放射 (短波放射)、大気からの長波放射を地表面の熱収支で考慮
領域	水平 200 × 200 (20 km × 20 km)
	120 層 (12824.0 m)
解像度	水平 100 m
	鉛直 50 m (4.2 km 以上は関数 (tanh) でストレッチング)
タイムステップ	1 秒間隔、計 36000 秒 (10 時間)
側面条件	周期境界条件
上面境界	固定壁境界条件
下面境界	平坦 (標高 1242 m)
外力	短波放射の日変化
初期条件	下層 (高度 6.7 km 以下): マイクロ波放射計とウィンドプロファイラの観測値 上層 (高度 6.7 km 以上): 平涼の 00Z (8BST) のラジオゾンデデータ
アルベド	0.156
蒸発散効率	0.05, 0.2
地表面粗度	0.47 m
最下層の地温	293.0 K
土壌の熱容量	$2.3 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$
土壌の熱拡散係数	$7.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

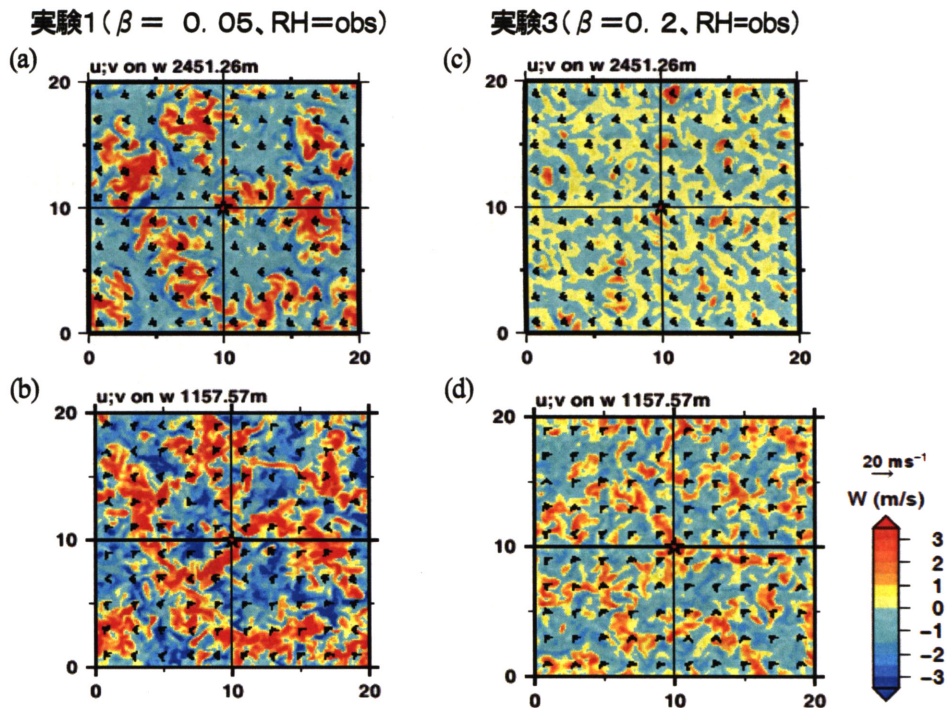
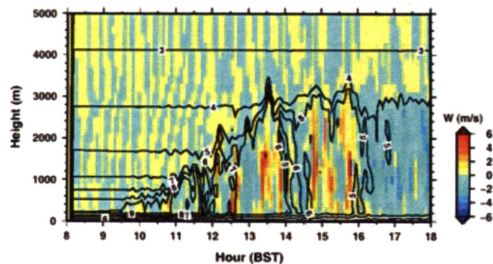
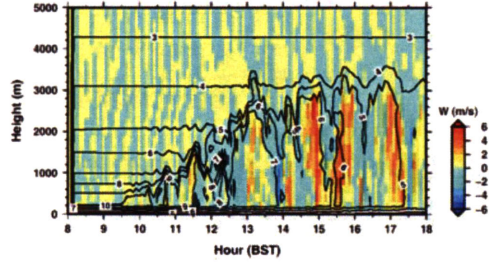


図 1. 計算開始から 29100 秒後 (16 時) における風速の水平分布図。水平方向の風速が矢印で表され、鉛直風速が色で表されている。(a)と(c)は台地面からの高度約 2.5 km における水平分布図であり、(b)と(d)は台地面からの高度約 1.2 km における水平分布図である。

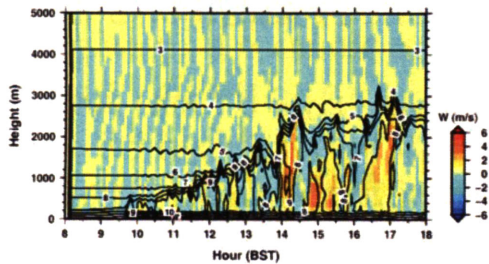
実験1 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs)



実験2 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs+5%)



実験3 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs)



実験4 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs+5%)

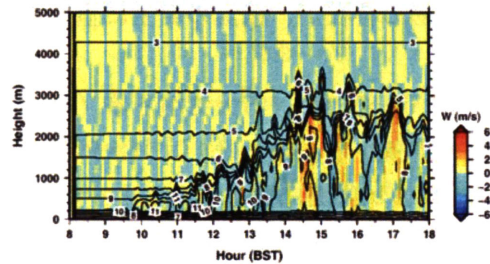
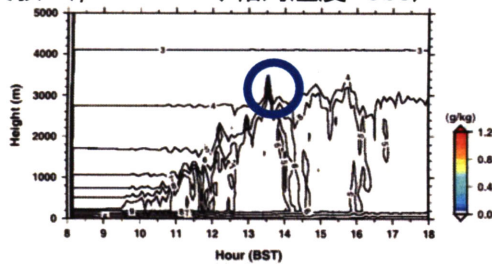
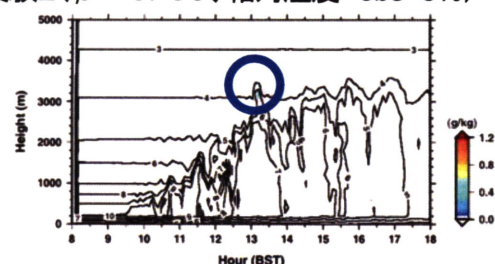


図 2. 比湿と鉛直風速の時間—高度断面図。比湿は等値線で表され、鉛直風速は色で表されている。

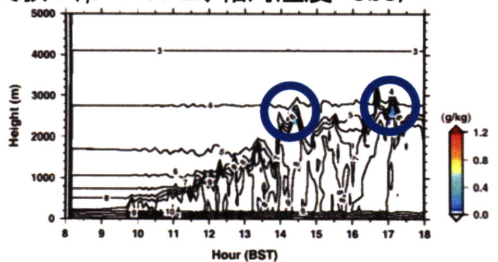
実験1 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs)



実験2 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs+5%)



実験3 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs)



実験4 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs+5%)

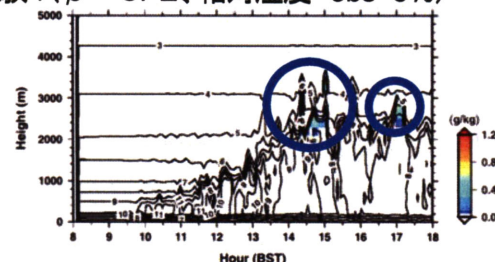


図 3. 比湿と雲水量の時間—高度断面図。比湿は等値線で表され、雲水量は色で表されている。図中の丸印は雲水量が増加して積雲が発生していることを示す。

参考文献

- Nishikawa, M., T. Hiyama, A. Takahashi, W. Li, A. Higuchi, W. Liu, and Y. Fukushima (2007): Seasonal and diurnal changes of atmospheric boundary layer heights over Changwu, the Loess Plateau of China, Proceedings of 3rd International Workshop on Yellow River Studies, February 14-15, 2007 Kyoto, 69-72.
- 大和田春樹, 大森博雄, 松本淳 (2005): 中国黄土高原の降雨季における気流系の季節変化について. 地理学評論, 78-8, 534-541.
- Takahashi, A., T. Hiyama, M. Nishikawa, A. Higuchi, W. Li, W. Liu, and Y. Fukushima (2007): Vertical mixing of water vapor between the atmospheric boundary layer and free atmosphere over Changwu, the Loess Plateau of China, Proceedings of 3rd International Workshop on Yellow River Studies, February 14-15, 2007 Kyoto, 73-76.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2001): Cloud resolving storm simulator, User's guide, 210pp.

黄土高原南部における局地循環と積雲発生に関する数値実験

*西川 将典¹・檜山 哲哉²・坪木 和久²・福嶋 義宏³

1: 名古屋大学 大学院環境学研究科

2: 名古屋大学 地球水循環研究センター

3: 総合地球環境学研究所

1. はじめに

乾燥地や半乾燥地における積雲の発生は、地形に起因した局地循環や、地表被覆のコントラストが重要な要因であると考えられている。例えば、モンゴル南部において、大規模な山岳地形の存在が、積雲の発生に重要な役割を果たすことが指摘されている [Sato *et al.*, 2007]。

黄土高原南部における大気境界層 (Atmospheric Boundary Layer, 以下 ABL) 高度の季節進行過程の解析から、我々は、大気水蒸気量が増加する 4 月から 7 月にかけての 4 ヶ月間を通じて、積雲が頻繁に発生したことを示した [西川ほか, 2007; 本報告書]。下面境界が水平・平坦な条件下での積雲発生に関する感度実験 [高橋ほか, 2007; 本報告書] において、地表面の乾湿や大気水蒸気量の大小が積雲発生に大きな影響を与えることが明らかとなった。一方で、黄土高原特有の浸食谷を有する台地状の地形も積雲発生に影響を与える可能性が考えられる。そこで、黄土高原に特有の地形が ABL の発達や積雲発生に与える影響を評価することを目的に、雲解像モデルの CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) [Tsuboki and Sakakibara, 2003] を用いて感度実験を行った。本研究では地形の有無による ABL の発達や積雲発生の差異とともに、積雲発生の際に起こる局地循環のスケールについて調べた。

2. 方法

感度実験は表 1 に示したように、下面境界を水平・平坦にした場合と実地形の場合の計 2 通り、蒸発効率を 0.05 と 0.2 の計 2 通り、合計 4 通りの設定で行った。蒸発効率は実測値 [Li *et al.*, 2008] を参考に、乾燥した場合を想定して 0.05、湿潤な場合を想定して平均値の 0.2 に設定した。

図 1 に下面境界に設定した実地形の標高を示す。緑色で塗った部分は、標高 1200~1224 m の台地面に相当する。台地面は北西から南東方向に延びており、台地の南北に深さ約 200 m の谷が存在する。領域中心点は、台地面上の長武試験地の位置に相当するように設定した。水平・平坦とは、下面境界を台地面上の長武試験地の標高 1224 m の平面にした設定を指す。

下面境界に実地形を設定した場合の数値実験の概要を表 2 に示した。下面境界に実地形を設定したために、高橋ほか [2007; 本報告書] による下面境界を水平・平坦にした場合の条件設定から次のように変更した。側面条件は放射境界条件に設定し、広くバッファ領域を取るために 50 km×50 km の計算領域で計算し、20 km×20 km の中心領域のみを解析に使用した。また、計算の破綻を防ぐために、計算のタイムステップを 0.5 s と小さく取った。

3. 結果及び考察

3.1 ABL の特徴

はじめに実地形と水平・平坦な場合の ABL の特徴を示す。図 2 に領域平均した地表面フラ

ックスの日内変化を示す。実験 2, 4 の実地形の場合と実験 1, 3 の水平・平坦な場合に関係なく、蒸発効率が同じ条件であれば領域平均した顕熱フラックスと潜熱フラックスの日内変化はほぼ変わらなかった。実験 1, 2 の蒸発効率を 0.05 とした場合、日最大顕熱フラックスは約 300 W/m^2 、日最大潜熱フラックスは約 250 W/m^2 であった。また、実験 3, 4 の蒸発効率を 0.2 とした場合、日最大顕熱フラックスは約 150 W/m^2 、日最大潜熱フラックスは約 500 W/m^2 であった。

図 3 に領域中心点における温位と水蒸気混合比の時間高度断面図を示す。水蒸気混合比のコンターが混んでいる高度が ABL 高度に相当する。蒸発効率が 0.05 の場合、最大 ABL 高度は約 2.8 km、蒸発効率が 0.2 の場合、最大 ABL 高度は約 2 km となった。実地形の場合には、水平・平坦な場合と比較して、ABL が発達し始める時間が遅く、ABL 高度は急な立ち上がりを示した。また ABL 内の温位が低くなった。これは、実地形の場合、谷内部の加熱に顕熱フラックスが使われたためと考えられる。水平・平坦な場合、ABL 内の水蒸気混合比はよく混合されるため、ABL の発達とともに減少していった。しかし、実地形の場合、地表面付近の ABL 内の水蒸気混合比が次第に増加した。この水蒸気混合比の増加は、実地形に起因した局地循環が関わっている可能性が考えられた。

次に実地形と水平・平坦な場合の積雲発生を示す (図 4)。図でシェードは雲水混合比を表し、積雲の発生を表す。水平・平坦な場合、ほとんど積雲が発生しなかったが、実地形の場合、午後に積雲が発生した。積雲はサーマルに伴う上昇流の上端付近に発生した。発生した積雲の量やその分布を調べるために、全計算時間について雲水混合比を鉛直積算し、図 5 にその分布を示した。図 5 より、同じ下面境界のもとで蒸発効率を 0.05 から 0.2 にする (実験 1→実験 3, 実験 2→実験 4) と、雲水混合比は増加した。また、同じ蒸発効率のもとで下面境界を水平・平坦から実地形にした場合 (実験 1→実験 2, 実験 3→実験 4)、雲水混合比は非常に増加した。ここで、後者の場合の方が雲水混合比の増加量は多くなった。雲水混合比の分布に着目すると、実地形の場合、台地の縁辺部で雲水混合比が多くなった。この傾向は実験 4 で顕著であった。ABL 高度付近の風向は、初期条件において南東方向であり、風上側の斜面や台地の縁の部分で積雲は多く発生したことが明らかとなった。

3.2 鉛直循環の特徴

実地形の場合、台地の縁辺部で積雲が多く発生したのは局地循環の影響による可能性を考え、鉛直循環について解析を行った。図 6 に実験 1, 2 のサーマルが良く発達した 13:20 北京標準時 (Beijing Standard Time; BST) の鉛直風速の水平断面図を示す。実験 1 と 2 で上昇流や下降流は同程度であったが、分布に違いが見られた。実験 1 の水平・平坦な場合では、サーマルの発達に伴う上昇流はベナール・レイリー型の対流セル構造をもつ規則的な分布を示し、上昇流の周囲で補償下降流が現れた。一方、実験 2 の実地形の場合では、サーマルの発達に伴う上昇流は台地の縁辺部でより多く、補償下降流は谷部でより多く現れた。よって、台地の縁辺部でサーマルが発達し、その上端付近に積雲が発生したため、図 5 に示したような雲水混合比の分布になったことが明らかとなった。

実験 2 の実地形の場合における詳細な鉛直循環の構造を調べるため、図 7 に領域中心点を中心とした東西断面図を示す。領域中心点の西 1 km から先 (-2.5~-1 km) は台地の斜面となるが、残りの部分はほぼ台地面である。風向は地上から標高 5 km まで、東風であった。

領域中心点 (0 km) 付近でサーマルの発達に伴う上昇流が発達し、その周囲で補償下降流が現れた。上昇流の上端付近 (標高約 3.5~4.2 km) において、積雲が発生した (図 4)。この上昇流の風上側 (1 km 付近) の標高 3 km 付近で、弱い東向きの反流が現れ、局地循環が発達した。補償下降流が乾燥した自由大気を取り込むため、下降流場における ABL 高度付近の水蒸気混合比は小さくなった。局地循環のスケールは、鉛直方向に約 2 km であり、水平方向に約 2 km であった。これらのスケールは ABL 高度のスケールとほぼ等しく、サーマルの発達に伴って、ABL 高度スケールの局地循環が発達し、上昇流域で積雲が発生したことが明らかとなった。

4. まとめ

黄土高原特有の地形が ABL の発達や積雲発生に与える影響を評価することを目的に、雲解像モデル (CReSS) を用いて感度実験を行った。実地形の場合を水平・平坦な場合と比較すると、午前中に ABL 高度は急な立ち上がりを示し、ABL 内の温位は低くなった。台地上における ABL 内の水蒸気混合比は、時間の経過とともに増加した。また、実地形の場合、台地の縁辺部に積雲が発達しやすくなった。

水平・平坦な場合、上昇流はベナール・レイリー型の対流セル構造をもつ規則的な分布を示したが、実地形の場合、上昇流が台地の縁辺部に発達しやすくなった。また、サーマルの発達に伴う局地循環が発達した。局地循環の鉛直方向のスケールは約 2 km (ABL 高度のスケール) であり、水平方向のスケールも約 2 km であった。

本研究より、実地形の場合、積雲が発生しやすい理由として、以下のプロセスが考えられた。実地形の場合、風上側の斜面や台地の縁の部分でサーマルは発達しやすくなるため、サーマルの発達に伴って ABL スケールの局地循環が発達し、台地表面上に水蒸気が集められる。サーマルは台地面付近に集まった水蒸気を持ち上げ、その上端付近に積雲が発生する。積雲発生に対して蒸発効率 (地表面の乾湿) よりも地形の方が大きな感度を有し、積雲発生には地形が大きな役割を果たすことが、感度実験の結果から明らかとなった。2005 年 4 月~7 月は大気水蒸気量が増加する時期であり、全期間を通じて積雲が発生した [西川ほか, 2007; 本報告書] のは、積雲発生が地表面の乾湿よりも黄土高原の地形に起因しているためであることが感度実験の結果から示唆された。

参考文献

- Li, W., T. Hiyama, A. Takahashi, M. Nishikawa, N. Kobayashi, A. Higuchi, W. Liu and Y. Fukushima (2008), Seasonal variations in the surface fluxes and surface parameters over Loess Plateau in China, *Hydro. Process.*, revised.
- Louis, J. F., M. Tiedtke and J. F. Geleyn (1981), A short history of operational PBL parameterization at ECMWF. *Workshop on the Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59-79.
- 西川将典・檜山哲哉・高橋厚裕・李薇・藤波初木・樋口篤志・福嶋義宏 (2007), 黄土高原南部における総観場と地表面状態および大気境界層の季節進行過程, 黄河研究会報告書 2007 年 10 月 (石川), (本報告書).
- Sato, T., F. Kimura, and A. Hasegawa (2007), Vegetation and topographic control of cloud activity

over arid/semiarid Asia, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JD008129, in press.

高橋厚裕・檜山哲哉・西川将典・福嶋義宏 (2007), 黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響—数値実験による考察—, 黄河研究会報告書 2007年10月 (石川), (本報告書).

Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2003), Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, 243-359, Springer.

表1 数値実験の概要

実験名	実験 1	実験 2	実験 3	実験 4
下面境界	水平・平坦	実地形	水平・平坦	実地形
蒸発効率	0.05	0.05	0.2	0.2

表2 下面境界に実地形を設定した場合の数値実験の諸条件 (実験対象日 2005年6月19日)

モデル	CRSS 2.1 [Tsuboki and Sakakibara, 2003]
乱流過程	1.5 次 TKE
雲物理過程	Warm rain
地表面過程	バルク法 [Louis et al., 1981] 地温の計算 0.1 m×30 層
領域	水平 500×500 (50 km×50 km) 鉛直 110 層 (11292.3 m)
解像度	水平 100 m 鉛直 50 m、4.2 km 以上は tanh でストレッチング
タイムステップ	0.5 s 間隔、計 36000 s (10 時間), 600 s ごとに出力
側面条件	放射境界条件
上面境界	固定壁境界条件
下面境界	実地形*
外力	短波放射の日変化
初期条件	下層 (地上~6.7 km): MR+WPR, 上層 (6.7 km 以上): Pingliang の 00Z (8BST) のラジオゾンデ
アルベド	0.156
蒸発効率	0.05, 0.2 [Li et al., 2008]
地表面粗度	0.47 m
最下層の地温	293.0 K
土壌の熱容量	$2.3 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$
土壌の熱拡散係数	$7.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

*<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

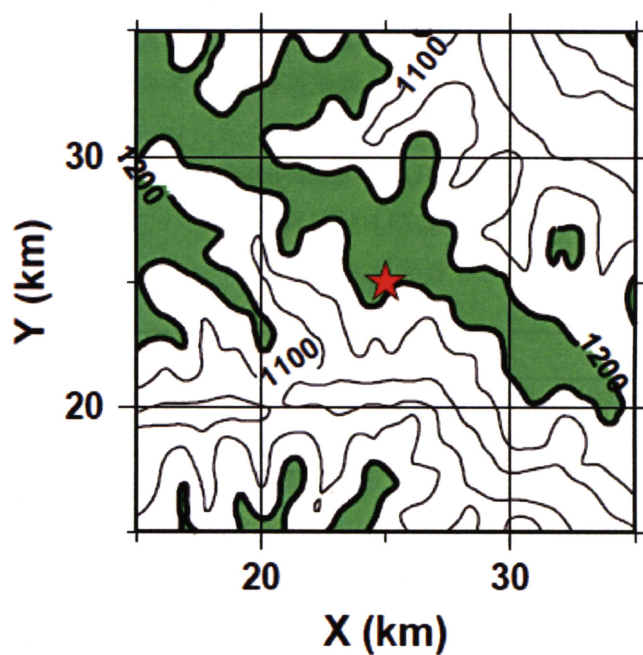


図1 下面境界に設定した実地形の標高。緑色で塗った部分は、標高 1200~1224 m の台地面に相当する。星印 (赤) は領域中心点 (長武試験地) を示す。

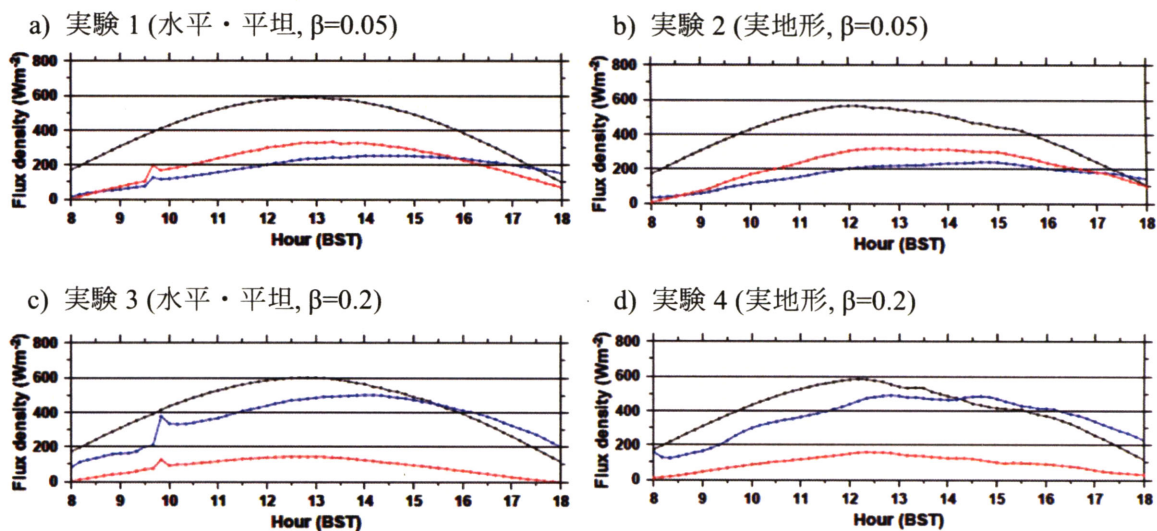


図2 領域平均した地表面フラックスの日内変化。黒は正味放射量、赤は顕熱フラックス、青は潜熱フラックスを示す。

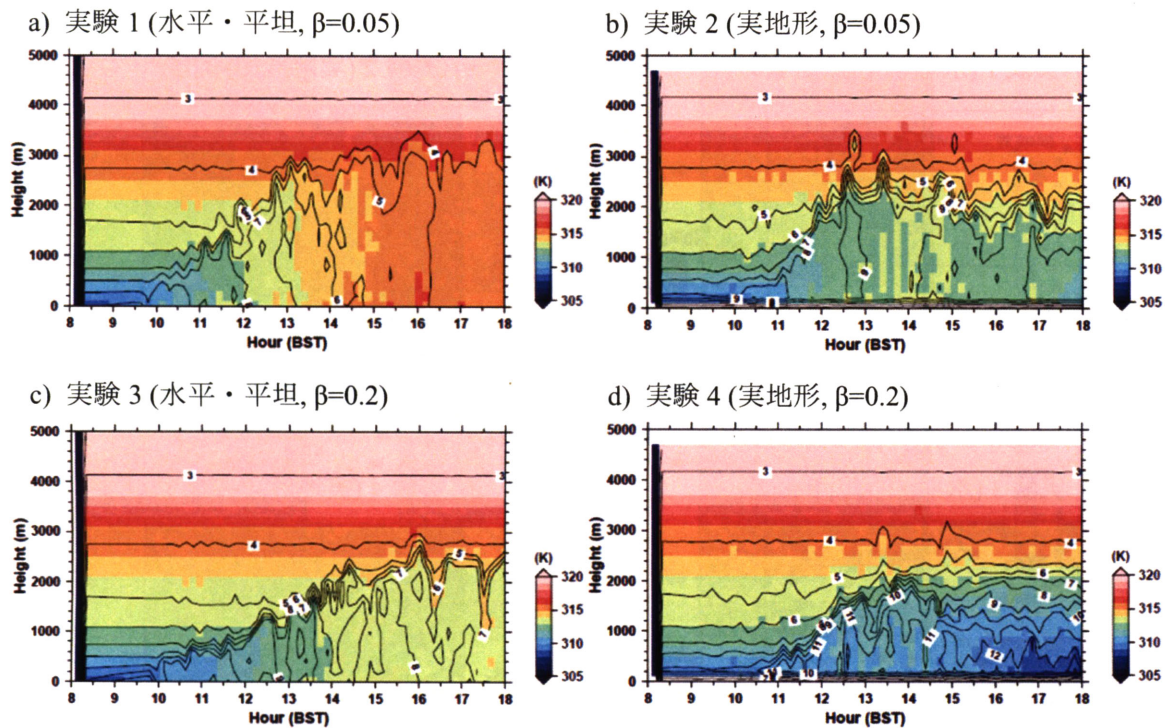


図3 領域中心点における温位と水蒸気混合比の時間高度断面図。シェードは温位、コンターは水蒸気混合比を表す。縦軸の高度は台地面（標高 1224 m）からの高さを表す。

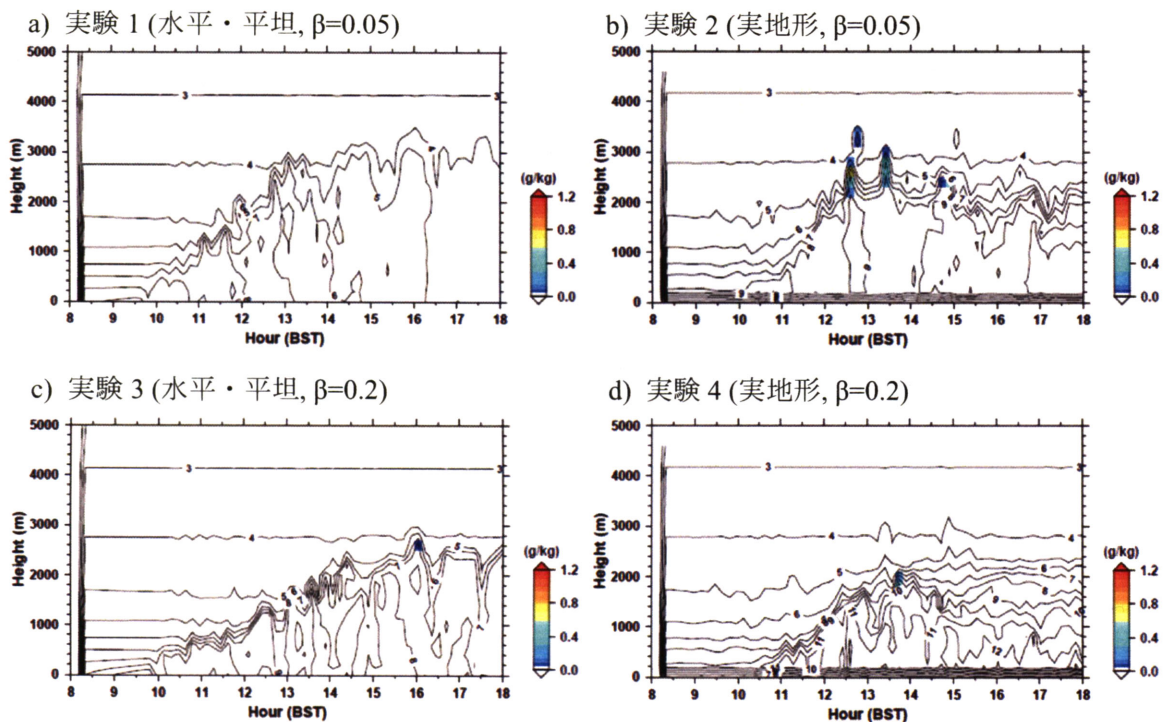


図4 領域中心点における雲水混合比と水蒸気混合比の時間高度断面図。シェードは雲水混合比、コンターは水蒸気混合比を表す。縦軸の高度は台地面（標高 1224 m）からの高さを表す。

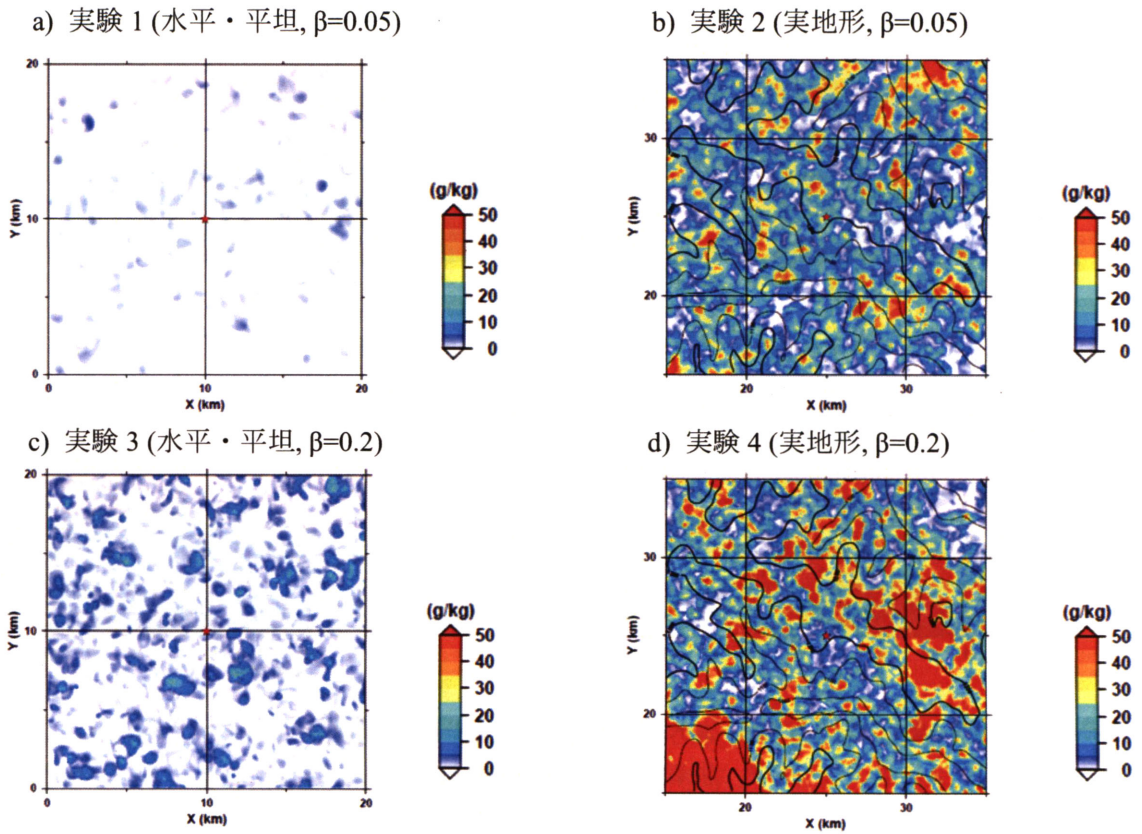


図 5 全計算時間において鉛直積算した雲水混合比の分布。シェードは雲水混合比を示す。下面条件を実地形にした実験 2 および実験 4 の図 (b および d) 中の黒線は、100 m 毎の標高を表す。台地面に相当する標高 1200 m を太線で示した。

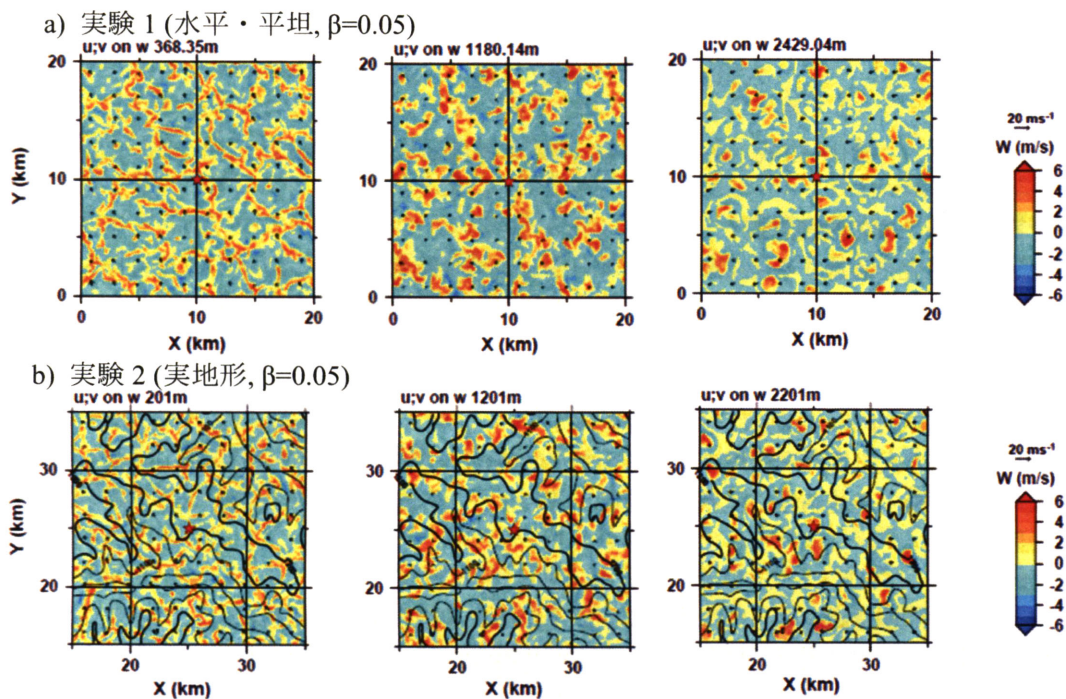


図 6 13:20 BST における鉛直風速と水平風の水平断面図 a) 実験 1, 左図: 高度 368.35 m, 中図: 高度 1180.14 m 右図: 高度 2429.04 m, b) 実験 2, 左図: 高度 201 m, 中図: 高度 1201 m 右図: 高度 2201 m。シェードは鉛直風速、ベクトルは水平風を表す。各高度は台地面 (標高 1224 m) からの高さを表す。a, b ともに左図は ABL 下層、中図は ABL 中層、右図は ABL 上層の高度に相当する。

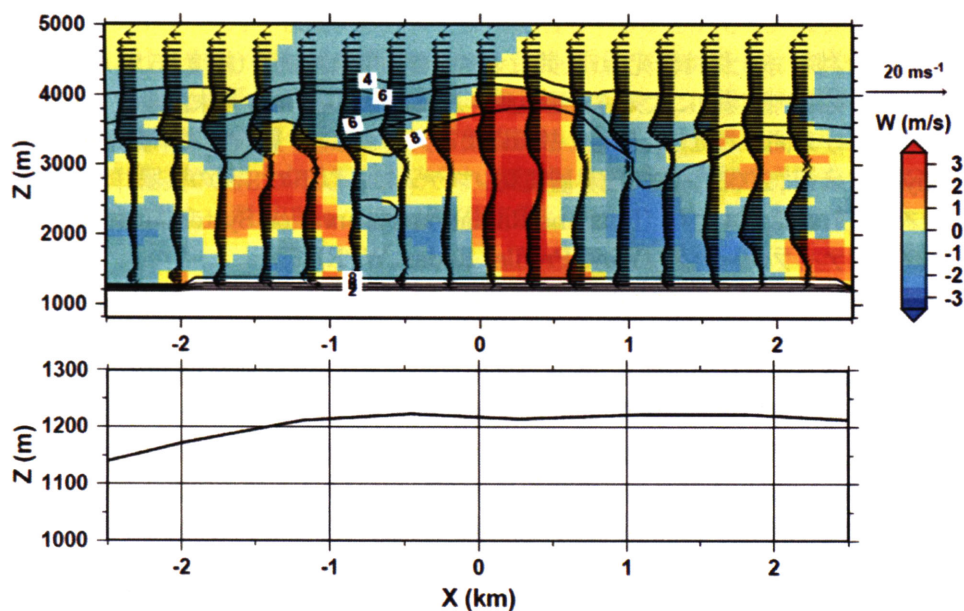


図 7 実験 2 の 13:20 BST 鉛直風速と水平風の東西断面図 (上) とその標高 (下)。東西断面図のシェードは鉛直風速、ベクトルは東西風を、コンターは 2 g/kg 毎の水蒸気混合比を表す。X 軸の 0 km は領域中心点であり、領域中心点から東西に 2.5 km (東方向を正、西方向を負)、計 5 km の領域の断面図である。Z 軸は台地面からの高さではなく、海拔高度を表す。

大気境界層班の研究目標と全成果

檜山 哲哉 (名古屋大学 地球水循環研究センター)

1. 研究を実施する上での問題意識

大気境界層班の研究を実施する上でのモチベーション (問題意識) は、以下の 5 項目である。

- 1) 黄河流域、特に、黄河中流域に位置する黄土高原における総観気象場と降水量は、どのように変化しているのか?
- 2) その原因は何か? (地表面変化は何らかの影響を及ぼしているのか?)
- 3) 地表面や大気境界層は降水活動に対して能動的か?
- 4) 湿潤域と乾燥域の大気境界層過程の本質的な差異は何か?
- 5) 地形は大気境界層の発達過程や境界層乱流に、どのような影響を及ぼすのか?

2. 研究目的

我が班は、上記の問題意識を明らかにすべく、以下に示す 4 項目を研究の目標として設定した。下記 4 項目のうち、1)および 2)は黄河プロジェクトの主な目的の一部であり、3)および 4)はそれに付随する研究目的である。

- 1) 黄土高原を含む黄河中・下流域における降水量や対流活動の年々変動とそれに影響を与える総観気象場、特に、季節内変動の様相を明らかにする。
- 2) 黄土高原における地表面過程や大気境界層過程の対流活動や降水に与える能動的側面を確認する。
- 3) 中国の湿潤域と(半)乾燥域における大気境界層の日変化過程や季節変化過程の差異を調べる。
- 4) 黄土高原における地形が、大気境界層内の乱流組織構造や局地循環の生成に及ぼす影響を調べる。

3. 観測およびデータ

3.1. 観測

我が班は、中国科学院・水土保持研究所・長武黄土高原農業生態試験所 (緯度 35.24°N 経度 107.68°E 標高 1224 m) の小麦観測圃場内に大気境界層観測システムを 2004 年 5 月末に設置し、以来、2007 年 9 月末までの 3 年 4 ヶ月間にわたり、停電・故障による欠測を除き、継続的に下記の観測データを取得してきた (Hiyama et al., 2005)。大気境界層観測システムは、以下の 3 種の機器群から構成される。

- 1) フラックス・放射観測システム (Flux and Radiation Observation System; FROS)
- 2) ウィンドプロファイラーレーダ (Wind Profiler Radar; WPR)
- 3) マイクロ波放射計 (Microwave Radiometer; MR)

FROS は高度 2m、12m、および 32m における 3 次元風速、気温、湿度の乱流変動データを出力する。我々はそのデータをオフラインで処理し、それぞれの高度における 30 分毎の地表面フラックス (顕熱輸送量と潜熱輸送量) を計算した。3 高度のうち、粗度長の解析結果から、12m と 32m から得られる地表面フラックスは、個々の地表被覆の影響を大きく受けない領域的な地表面フラックスと定義した。WPR は風速ベクトルと風向、大気エコー強度とドップラースペクトル幅の鉛直分布データを出力する。MR は気温、相対湿度、雲水量の鉛直分布データを出力する。WPR と MR の生データは、約 1 分毎に得られている。

3.2. その他の使用データ

本研究班は、解析に際して次に示すデータも使用した。

- 1) NCEP/NCAR 再解析データ
- 2) 静止気象衛星 GOES・9 号による放射輝度温度データ
- 3) 平涼 (Pingliang) における高層気象データ

4. 主目的に対する研究成果

主目的、すなわち研究目的の 1) および 2) に関する結果を、以下に記載する。

4.1. 黄土高原の降水量の年々変動と水収支

黄土高原～華北平原にかけての年降水量は、統計的に有意ではないが、若干の減少傾向にある。統計的に有意な減少傾向を示さない理由の一つに、降水量の大きな年々変動がある。そして、夏季（7月と8月）の季節内変動の振幅と、その年々変動が、降水量の年々変動に大きく関わっている。季節内変動の振幅の大小には、黄土高原～華北平原地域に向けての、南からの水蒸気流入量の大小が関わっている（藤波, 2007; 本報告書）。

7月～9月の降水量（P）は蒸発散量（E）より卓越する。この期間の水余剰量（P-E）は、土壌水分として表層土壌に保持され、翌年の天水農業のための重要な水資源となる（高橋ほか, 2007a; 本報告書）。夏季には、植物、特に耕作物による蒸散が蒸発散量（E）に大きく寄与するものと思われるが、冬小麦は6月下旬には刈り取られ、加えてトウモロコシの水利用効率は大きいことが、水余剰量（P-E）に寄与しているものと思われる。また、レスの保水性には、降雨後にレスの表面に素早く形成される乾燥表層（dry surface layer）による土壌面蒸発の抑制も関わっているものと考えられる。

4.2. 大気境界層の降水活動（擾乱）に対する能動的役割

春季～夏季の降水量と潜熱輸送量は、4～5日周期で変動する。これには、中緯度ならではの低気圧性擾乱の、当該地域における通過頻度と関係がある。ところが、顕熱輸送量には4～5日周期以下の短期変動が卓越する（西川ほか, 2007a; 本報告書）。

大気境界層高度の変動の周期性には、顕熱輸送量と同様の周期性がある。ただし、大気境界層高度は、積雲の発生や大気安定度（大気中層への寒気の流入や、地表面からの顕熱輸送による昇温の結果として生じる大気の温位構造）にも関係している。すなわち、大気境界層高度の変動の周期性には、顕熱輸送量の変動のみならず、総観気象場の変動の影響を受けることになる。

春季（4月）から夏季（7月）にかけての積雲生成と低気圧性擾乱（メソ降水システム）に対して、地表面は能動的に作用し、夕方～夜間にかけて、強雨を誘引することがある。2005年には、4月から7月までの4ヶ月間に計4回、夕方から夜間にかけて、時間雨量10mmを超える比較的強い降雨を経験した。この降雨は、4回とも低気圧性擾乱の通過に伴うものであった。静止気象衛星（GOES 9号）の雲頂放射輝度温度の時間変化を調べた結果、寒冷前線に伴う雲頂放射輝度温度は明瞭に日変化し、雲頂高度が夕方に向けて高くなるような日変化がみられるため、地表面が大気境界層を介して擾乱の発達に寄与することが示唆された（西川ほか, 2007a; 本報告書）。

4.3. 地表面湿潤度および地形の大気境界層発達や積雲生成に及ぼす影響

名古屋大学地球水循環研究センターで開発された雲解像モデル（Cloud Resolving Storm Simulator; CReSS）を用いて、研究対象領域（数十km四方スケール）の大気境界層の日変化過程や雲水量の発生過程に関する数値実験を行った。その際、地表面の湿潤度（蒸発効率）に対する大気境界層や雲水量の感度を調べるために、観測から得られた蒸発効率の季節変化（Li et al., 2008）を参考にして、境界条件を設定した。

下端（地表面）の条件を平坦地形として数値実験した場合、蒸発効率と大気水蒸気量（あるいは相対湿度）は、積雲（雲水）の生成に（双方とも）重要な因子であった（高橋ほか, 2007b; 本報告書）。しかしながら、平坦地形の場合には、ベナール・レイリー型の組織的なセル状構造はみられたものの、局地循環は生成しなかった。一方、黄土高原の実地形を下端に設定した場合、黄土高原特有の地形が午後における大気境界層の急激な発達を促し、数km程度の空間スケールをもつ局地循環を形成した（西川ほか, 2007b; 本報告書）。この場合、蒸発効率が大きいほど、積雲の生成量が大きくなった。

5. その他の研究成果

研究目的のうち、3) および 4) に関する研究結果と、我が班の研究活動に関わるその他の成果を、以下

に記載する。

5.1. 大気境界層過程に関する研究 (湿潤域との比較)

晴天時における大気境界層高度 (日最大値) の季節変動を中国湿潤域と比較した。その結果、黄土高原における大気境界層高度の季節変化に顕著な周期性は無く、非常に不明瞭であった。その原因として、①農耕地としての土地利用 (地表被覆) が非常に不均一なため、顕熱輸送量や潜熱輸送量の季節変化が明瞭でないこと、および、②総観規模での沈降流が湿潤域に比べて弱く、地表面近傍から鉛直的に生成するサーマルやプルームが比較的高高度にまで達し、積雲などの下層雲の生成とリンクすることによって大気境界層の上端が不明瞭になること、が考えられた (Hiyama et al., 2007)。

上記のうち、①は黄土高原の土地利用の特徴が反映されたものであり、②は、内陸の乾燥・半乾燥地としての特徴であると言える。

5.2. 接地境界層乱流に関する研究 (主に地形の効果に着目して)

鉛直風速成分(w 成分)のパワースペクトルは、浸食谷方向から吹送してくる場合であっても、平坦地表面上の接地境界層でみられるスペクトル形状と一致した。したがって、黄土高原の台地上の接地境界層では、谷地形が渦相関法による顕熱輸送量や潜熱輸送量の決定に対して大きな影響を及ぼさないことがわかった (Li et al., 2007)。

一方、風向方向に平行な風速成分(u 成分)及びそれに直交する水平風速成分(v 成分)には、高周波数領域において慣性小領域が得られたにも関わらず、低周波数領域との間に大きなスペクトルギャップが得られた。この原因として、流れ方向渦 (縦渦) や馬蹄形の乱流組織構造の生成と、地形によるそれらの増幅が考えられた。浸食谷底と台地面との高低差に大気境界層高度を加えた長さスケールが、水平風速成分の低周波数領域における、代表的な乱渦の長さスケールになることを示唆した。

5.3. 衛星リモートセンシング研究

平坦地表面では、地表被覆に空間的異質性を有している場合であっても、ASTER と MODIS による地表面温度に大きな差異が生じなかった。一方、地形の凹凸を加味した場合、衛星の方位角、天頂角、太陽入射角、地形傾斜角により生じる地表面温度の差が大きくなり、地形を考慮した地表面温度の推定が必要であり、すなわち、それが精度良い蒸発散量の推定にとって必要不可欠であることがわかった (Liu et al., 2006)。

MODIS などのように、日中に一度きりの衛星リモートセンシング観測から蒸発散量を推定する場合、日々変化が日変動に埋もれず、検知可能かどうか、について解析した。その結果、可能であることを見出した。特に、ES (下向き短波放射量に対する潜熱輸送量の比) の方が、EF (有効放射エネルギーに対する潜熱輸送量の比) よりも日変化幅が小さくなり、日々変化がより効果的に検出可能であることがわかった (Liu and Hiyama, 2007) (図 1)。

6. 残された課題

これまでの研究において、地表面変化が降水量の長期トレンドに影響を及ぼしているか否かについて、観測的研究からは明らかに出来なかった。これには、総観気象場など、他の要因による影響と地表面変化の影響の分離が、非常に困難であることが原因した。

また、大気大循環モデル (AGCM) を用いた、陸面を裸地にするなどした場合の降水量分布の変化に関する仮想実験が行われているが、相互作用は含まれておらず、裸地にした後の降水量分布の変化が、大気との相互作用を介してどのように植生分布を変え、その後どのように降水量分布が変化するのか、などに関する実験は行われていない。特に、全球の陸面を全て裸地にするなど、極端な条件での仮想実験のみが行われており、地表面変化の空間スケールに依存すると思われる大気-陸面相互作用とその結果としての降水量分布に関する研究は皆無である。今後の研究に期待したい。

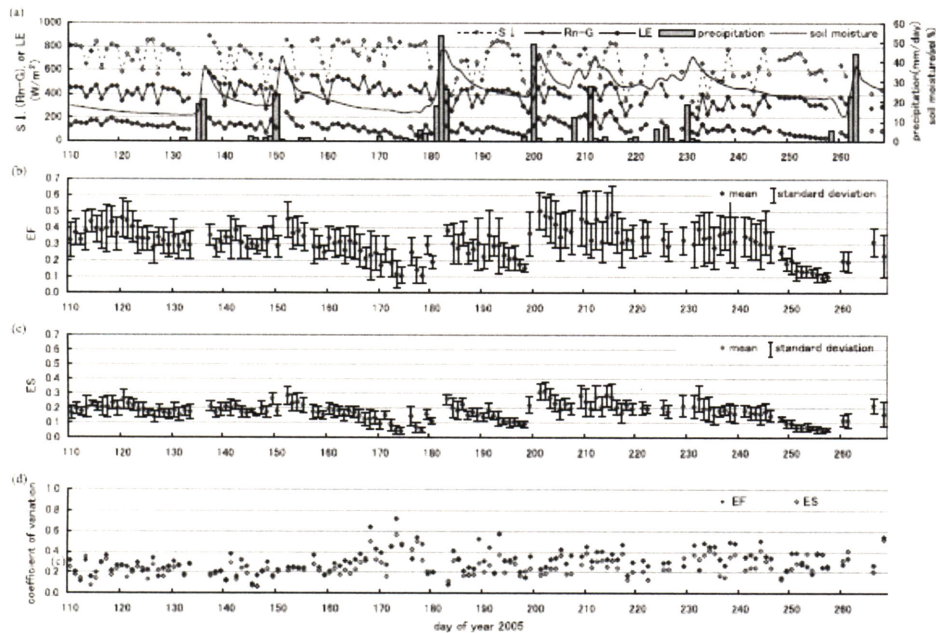


図1 長武黄土高原農業生態試験所で観測された a) 下向き短波放射量 ($S\downarrow$)、有効放射エネルギー ($Rn-G$)、降水量、表層土壌水分量、b) EF、c) ES、d) EF と ES の変動係数の季節変化。2005年の4月20日 (DOY: 110) から9月27日 (DOY: 270) までの日値で示している (Liu and Hiyama, 2007)。

7. 本研究班の公表論文リスト

本研究班の活動を基に、これまでに公表された論文は、以下の通りである。

- 1) Hiyama, T., Takahashi, A., Higuchi, A., Nishikawa, M., Li, W., Liu, W. and Fukushima, Y. (2005): Atmospheric Boundary Layer (ABL) observations on the "Changwu Agro-Ecological Experimental Station" over the Loess Plateau, China. *AsiaFlux Newsletter*, **16**, 5-9.
- 2) Liu, Y., Hiyama, T. and Yamaguchi, Y. (2006): Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, **105**, 115-128.
- 3) Kobayashi, N., Hiyama, T., Fukushima, Y., Lopez, M.L., Hirano, T. and Fujinuma, Y. (2007): Nighttime transpiration observed over a larch forest in Hokkaido, Japan. *Water Resources Research*, **43**, W03407, doi:10.1029/2006WR005556.
- 4) Higuchi, A., Hiyama, T., Fukuta, Y., Suzuki, R. and Fukushima, Y. (2007): The behaviour of a surface temperature / vegetation index (TVX) matrix derived from 10-day composite AVHRR images over monsoon Asia. *Hydrological Processes*, **21**, 1157-1166.
- 5) Li, W., Hiyama, T. and Kobayashi, N. (2007): Turbulence spectra in the near-neutral surface layer over the Loess Plateau in China. *Boundary-Layer Meteorology*, **124**, 449-463.
- 6) Liu, Y. and Hiyama, T. (2007): Detectability of day-to-day variability in the evaporative flux ratio: A field examination in the Loess Plateau of China. *Water Resources Research*, **43**, W08503, doi:10.1029/2006WR005726.
- 7) Li, W., Hiyama, T., Takahashi, A., Nishikawa, M., Kobayashi, N., Higuchi, A., Liu W. and Fukushima, Y. (2008): Seasonal variations in the surface fluxes and surface parameters over the Loess Plateau in China. *Hydrological Processes*, (revised).

参考文献

- 藤波初木 (2007): 黄河流域における降水量の年々変動とそれに及ぼす総観場の季節内変動の影響. 黄河研究会報告書 2007年10月(石川), (本報告書).
- Hiyama, T., Takahashi, A., Higuchi, A., Nishikawa, M., Li, W., Liu, W. and Fukushima, Y. (2005): Atmospheric Boundary Layer (ABL) observations on the "Changwu Agro-Ecological Experimental Station" over the Loess Plateau, China. *AsiaFlux Newsletter*, **16**, 5-9.
- Hiyama, T., Takahashi, A., Nishikawa, M., Liu, Y., Tanaka, H., Higuchi, A., Liu, W. and Fukushima, Y. (2007): Progress in hydro-meteorological studies in Changwu, the Loess Plateau of China. Proceedings of third International Workshop on Yellow River Studies, Research Institute for Humanity and Nature, 61-64.
- Li, W., Hiyama, T. and Kobayashi, N. (2007): Turbulence spectra in the near-neutral surface layer over the Loess Plateau in China. *Boundary-Layer Meteorology*, **124**, 449-463.
- Li, W., Hiyama, T., Takahashi, A., Nishikawa, M., Kobayashi, N., Higuchi, A., Liu W. and Fukushima, Y. (2008): Seasonal variations in the surface fluxes and surface parameters over the Loess Plateau in China. *Hydrological Processes*, (revised).
- Liu, Y., Hiyama, T. and Yamaguchi, Y. (2006): Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, **105**, 115-128.
- Liu, Y. and Hiyama, T. (2007): Detectability of day-to-day variability in the evaporative flux ratio: A field examination in the Loess Plateau of China. *Water Resources Research*, **43**, W08503, doi:10.1029/2006WR005726.
- 西川将典・檜山哲哉・高橋厚裕・李薇・藤波初木・樋口篤志・福嶋義宏 (2007a): 黄土高原南部における総観場と地表面状態および大気境界層の季節進行過程. 黄河研究会報告書 2007年10月(石川), (本報告書).
- 西川将典・檜山哲哉・坪木和久・福嶋義宏 (2007b): 黄土高原南部における局地循環と積雲発生に関する数値実験. 黄河研究会報告書 2007年10月(石川), (本報告書).
- 高橋厚裕・檜山哲哉・西川将典・樋口篤志・福嶋義宏 (2007a): 黄土高原南部における水蒸気の鉛直輸送と大気水収支 -2005年と2006年の比較-. 黄河研究会報告書 2007年10月(石川), (本報告書).
- 高橋厚裕・檜山哲哉・西川将典・福嶋義宏 (2007b): 黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響 -数値実験による考察-. 黄河研究会報告書 2007年10月(石川), (本報告書).

高時間波長分解能分光データと地上現象との関係 – MODIS データとの比較 –

*樋口篤志¹, 檜山哲哉², 高橋厚裕³, 西川将典², 李薇⁴, 福嶋義宏³

1: 千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

2: 名古屋大学 地球水循環研究センター

3: 総合地球環境学研究所

4: デューク大学 工学部

1. これまでのまとめ

大気境界層の観測の一環として、可視～近赤外まで 256 チャンネルの波長分解能を持つ分光放射計で麦の分光放射計測を 2004 年 5 月から行っている。これまでの観測の結果、以下のことが明らかになっている。分光放射計のロギングシステムは今回の観測で新たにソフトウェア開発を行ったものであり、PC をデータロガーとして使用するより安定性・データの高い連続性が得られた。そのため、欠測は停電時以外殆ど無く良質なデータセットを得ることが可能であった。得られたデータは麦の典型的な分光放射特性、およびその季節変化を捉えており、衛星データの検証用に耐えうるものである(樋口ほか, 2005)。分光波長データセットを用いて各衛星センサーの波長域から算出した NDVI の比較を行い、衛星センサーの違いによる NDVI の傾向を調べたところ、波長特性の差に基づく系統的な差は AVHRR 由来の NDVI とそのほかのセンサーベースでの NDVI では系統的なバイアス (NDVI_{AVHRR} が過小評価) が認められたものの、センサー観測波長の違い自身は NDVI そのものにはクリティカルには効かないことがわかった(樋口ほか, 2006)。

2. MODIS データとの比較

これまでの成果を踏まえ、現行衛星搭載センサーで波長分解能の最も細かい MODIS でのさらなる検証を行った。図 1 に Terra/MODIS の各波長の相対的応答特性を示す。陸域研究でよく用いられる 250m, 500m (合わせて Landsat TM と近い波長データセットを得ることができる)に加え、海色モニタリング、エアロゾルモニタリングに適した波長帯

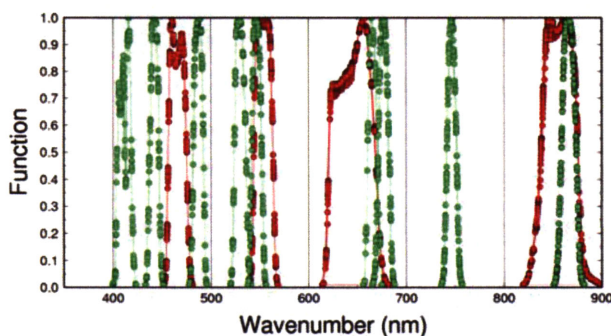


図 1 Terra/MODIS の各波長域の相対的な応答特性. 赤が 250m, 500m 空間分解能, 緑が 1km のそれである。

にも 1km 解像度のチャンネルを MODIS は搭載している。今回はこの 1km での観測波長特性に着目し、解析を行った。分光放射データセットを用い、図 1 の応答特性関数を使用し Terra/MODIS 1km 各波長のチャンネルデータを計算した。図 2 に分光放射計より計算された 2005 年の MODIS Ch.13 (青線), Ch.14 (緑線), Ch.15 (赤線) の季節変化を示

す。Ch. 13, 14 は可視赤に対応し、14の方が高波長（近赤外寄り）である。Ch.15 は近赤外である。図 2 より、Ch.15 が 120DOY にピークを持ちその後減少し、150~180DOY まではほぼ横ばいの変化傾向を持つことがわかる。一方 Ch.13, 14 は殆ど同じ季節変化特性を持つが、精査すると、150~180DOY では若干ながら

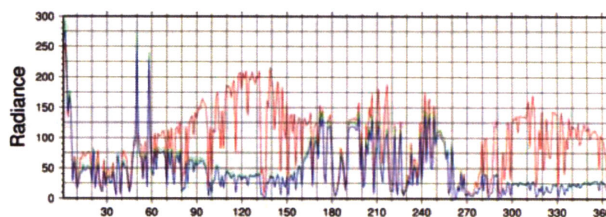


図 2 分光放射計データより算出された MODIS Ch.13 (青), Ch.14(緑)および Ch.15 (赤) の季節変化

Ch.14 の方が高い値を持ち、これは日数が経つにつれて差が大きくなっていったことがわかった。これは MODIS Ch.13, 14 が正しく分光放射を計測していれば検出するシグナルであり、麦の枯れていくフェーズを正確にモニタリングする可能性を示している。そこで MODIS level1b データを用い、150~160DOY のデータを抽出し、実際に衛星で検出しているのかチェックを行った。図 3 に 2005 年の Terra/MODIS の長武試験場 (赤星印で表現) の分光放射量のマップを示す。Ch. 8 は 153・158DOY で色、パターンが変わっており、計測は行われている。Ch.13 は両日 70 (緑色) で殆ど変化が無く、158DOY で一部雲の影の影響で低い値を示すに留まっている。これは MODIS の赤色は海色モニタリングに特化しており、陸域での変化 detect には感度 (レンジが狭い) が無いことを示している。

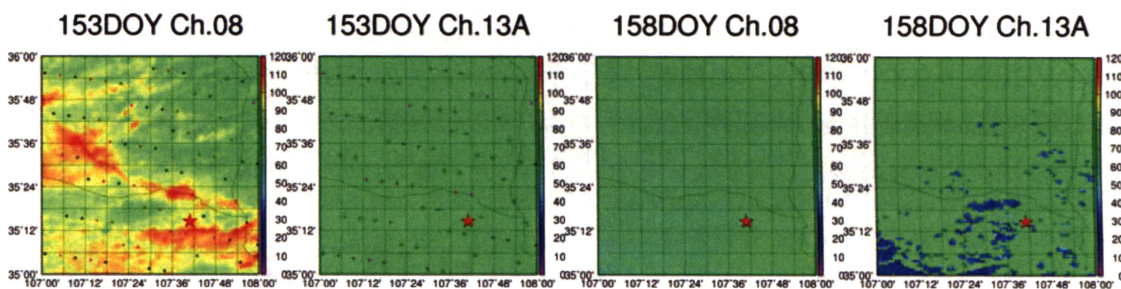


図 3 Terra/MODIS の Ch.08 (青), Ch.13 (赤)の観測地点付近のデータ。2005 年。

3. おわりに

本解析では MODIS データによる検証を行ったが結果としては残念な結果であった。さらに次の衛星ミッション (NPOESS) では赤色チャンネルは一つのみとなり、オペレーショナルに赤付近を多チャンネルでモニタリングする可能性は低い。しかし、地道に値序観測で有用性を提示していくことで今後の計画で仕様変更がなされる可能性もあるであろう。樋口篤志・檜山哲哉・高橋厚裕・西川将典・李薇・福冨義宏 (2005): FROS で観測された長武試験地における麦の分光放射特性と水・熱・CO₂ フラックスの季節変化。黄河合同研究会報告書(福岡 2005.12.1-3) 総合地球環境学研究所, 95-96.

樋口篤志・檜山哲哉・高橋厚裕・西川将典・李薇・飯島雄・吉田聖治・福冨義宏 (2006): 精密分光放射測定による小麦の分光放射特性の季節変化 - 地球観測衛星による詳細な陸域植生のマッピングに向けて -。黄河合同研究会報告書 (京都 2006.11.15-16), 117-122.

リモートセンシングデータを用いた土地被覆解析

松岡真如 高知大学農学部

福嶋義宏、早坂忠裕 総合地球環境学研究所

沖大幹 東京大学生産技術研究所

本多嘉明 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

1. はじめに

黄河流域全体を対象とする本プロジェクトにおいては広域を連続的に観測することができるリモートセンシングデータの活用が有効である。本研究の目的はリモートセンシングデータを用いて黄河流域の土地被覆の変動を解析することである。本報告では、青銅峡灌漑区周辺の農地の増加、黄河支流における植生の変化、黄土高原における土地被覆変化の解析、の三つの課題について報告する。

2. 方法

2.1 青銅峡灌漑区周辺の農地の変化

本課題では主に AVHRR の時系列データを使用して農地の変化を解析する。ただし AVHRR は空間解像度が 1km と青銅峡灌漑区の農地サイズと比較して低いため、詳細な解析には擬似的に空間解像度を向上させることが有効である。これまでの研究において、AVHRR から得られた植生指数 (NDVI) の年間最大値と、空間解像度 30m の Landsat/TM から作成した土地被覆図との比較を行ない、AVHRR の画素にしめる農地の割合を年間最大 NDVI から推定する手法を開発した[1]。手法の概要を図 1 に示す。今回はこの関係を AVHRR の時系列データに適用することにより、農地の変動の抽出を試みた。はじめに 1984 年から 2000 年の 17 年間のデータを用いて青銅峡灌漑区の年間最大 NDVI の時系列を作成した。その一部として一年おきの年間最大 NDVI 画像を図 2 に示す。この各データに先の研究で得られた関係式、 $[\text{一画素内の農地の面積率}] = 2.54 \times [\text{年間最大 NDVI}] - 0.33$ を適用し、各画素内の農地の面積率を算出した。結果の評価は、県別に画素を積算して求めた農地面積と、寧夏回族自治区の統計年鑑から得た県別の農地面積を比較することによって行なった。

2.2 黄河支流における植生の変化

本プロジェクトで開発された水文モデルの結果から、黄土高原において植生が増加している可能性が示唆された。そこで AVHRR から得られた年間最大 NDVI の時系列を用いて確認を行なった。使用したデータは Pathfinder AVHRR Land dataset (空間解像度 8km) である。はじめに毎日のデータである Daily dataset から各年の年間最大 NDVI を計算した。ここではエラーを避けるため 2 番目から 6 番目に大きい 5 つの NDVI の平均をとることで年間最大 NDVI とした。このデータから黄河の四つの支流 (無定河、汾河、洛河、チン川：図 3) の周辺の時系列を抽出した。

2.3 黄土高原における土地被覆変化の解析

2.2 の結果を受け、1982 年、1991 年の AVHRR の時系列データに対して 2000 年の土地被覆図を作成したのと同様の手法を適用し、2000 年との比較を行なった。ただし分類を適用したのは裸地、灌木地、草地の三つの土地被覆についてのみである。分類の手法については[2]をご参照いただきたい。

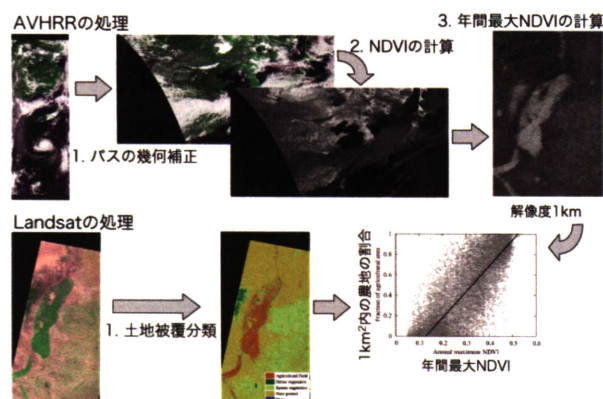


図 1 年間最大 NDVI を用いた農地面積率推定手法

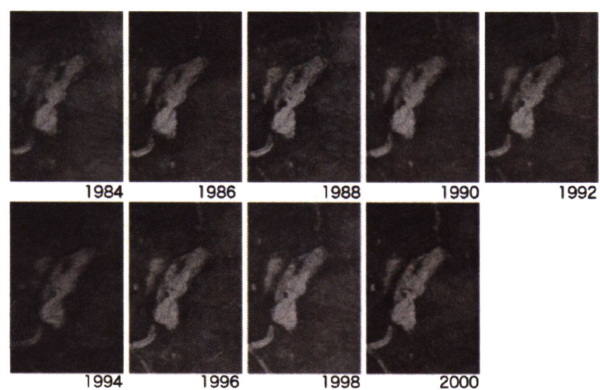


図 2 青銅峡灌漑区の年間最大 NDVI の時系列

3. 結果と考察

3.1 青銅峡灌漑区周辺の農地の変化

推定された農地の変化を図4に示す。統計年鑑と比較して、年間最大NDVIから算出した農地面積は現実的ではない変動を示しており、実際の農地の変動を反映しているとはいえない。これは地表面の年々変動にAVHRRのシステムに起因した変動が加わった結果であり、主に年間最大NDVIを計算する際のサンプル数の少なさに起因している。本研究では、主として東京大学生産技術所で受信されたAVHRRを使用しているが、青銅峡灌漑区は受信範囲の西端に位置するため、衛星軌道によってはデータが受信できない。この原因により年ごとの年間最大NDVIが大きく変動する結果となった。データサンプル数の確保が必要となると考えられる。

3.2 黄土高原周辺の植生の変化

黄土高原周辺に位置する黄河の四本の支流における年間最大NDVIの時系列を図5に示す。この図は各地域の年間最大NDVIの頻度を表現した物であり、五本の線は上から頻度10%、30%、50%、70%、90%に該当するNDVIを示している。本課題で使用したデータはPathfinderデータであり、3.1で述べたようなサンプル数の不足はないが、それでも年々の変動が非常に大きい。こちらもAVHRRのシステムに起因する変動と地表面の年々変動の混在の結果であるが、こちらは年ごとの降水量や温度の違いに起因する植物の状態の違いによる変動の割合が高いと考えられる。特に黄土高原は比較的乾燥しており、植物の状態に及ぼす気象条件の影響は大きいといえる。変動は大きいものの、無定河では特に1980年代にNDVIが連続的に上昇し、モデルの結果と一致した傾向が得られた。他の地域については特徴的な変動は見られない。Landsat等の高解像度データを用いて引き続き解析を行なう必要があると言える。

3.3 地表面温度を用いた灌漑時期の推定

三時期の土地被覆分類結果を図6に示す。ただし、裸地、灌木地、草地のみの分類であり、他の土地被覆については2000年の結果を重ねてある。1982年は他の年に比べて草地の割合が低く、その代わりとして灌木地の割合が高くなっている。とはいえ、この結果は年々の植物の生育状態に起因した物であり、草地から農地への連続的な変化という類いのではないと考えられる。(この植生指数の年々変動は、本研究会において報告のあった黄土高原の降水量変化と類似した傾向を示していた)

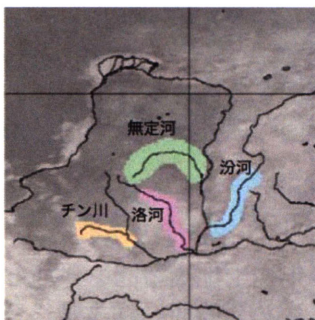


図3 黄土高原の支流

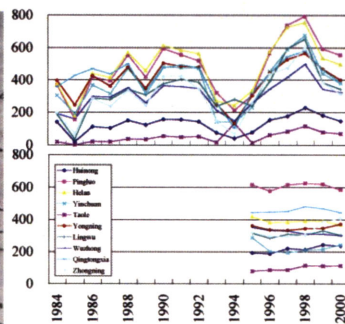


図4 年間最大NDVIから求めた県別の農地面積の変化

(上: AVHRR, 下: 統計年鑑)

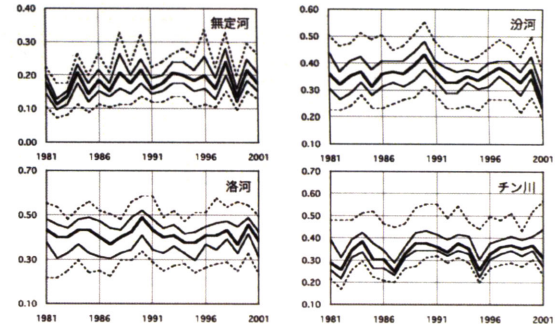


図5 支流における年間最大NDVIの変化

4. まとめと今後の課題

本報告では土地被覆の変化に関連した三つの解析について報告した。その結果、植生の年々変動やデータの精度不足による変動は見られたものの、明瞭な土地被覆変化は見られなかった。この結果は本研究会で報告された水文モデルによる解析結果の報告とも矛盾していない。

参考文献:

- [1] 松岡真如, 早坂忠裕, 福嶋義宏, 本多嘉明, 沖大幹: 寧夏灌漑区における農地面積変化の抽出を目的としたLandsatとAVHRRの相互利用, 日本写真測量学会平成17年度秋季学術講演会, 2002.
- [2] Matsuoka, M., Hayasaka, T., Fukushima, Y., and Honda, Y., "Land cover in East Asia classified using Terra MODIS and DMSP OLS products", International Journal of Remote Sensing, Vol. 28, Nos. 1-2, pp. 221-248, 2007.

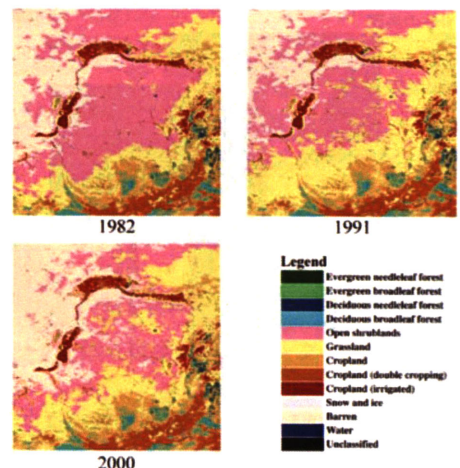


図6 黄土高原における土地被覆の変化

黄河流域の気候概要と近年の気候変化

徐 健青 (XU, Jianqing)

独立行政法人・海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター

1. 降水量

黄河流域の地形は複雑で、それに対応して気候も複雑となっている。源流域から蘭州(北緯36度、東経104度)あたりまではチベットモンスーン域で、蘭州から東は温帯あるいは亜熱帯モンスーン域に属している。冬季は、シベリア高気圧が全流域を支配して偏西風が吹き、降水量が少なく、乾燥して寒冷的な気候となる。一方、夏季には亜熱帯高気圧が強いため、海からの水蒸気が流域内に入って集中降雨をもたらす。したがって、チベット高原を除く流域のほとんどの地域では、降水は降雨がほとんどであり、降雪は少ない。源流域のチベット高原は標高が高く降雪が多く、その積雪が下流での重要な水資源となる。この源流域は、降水量は少ないが、河川流出量は黄河流域全体の56%を占める。

黄河流域の降水量は南東部で多く、北西へ向かって徐々に減少する。降水量の最も多い地域は秦嶺山脈の北側で、年平均降水量は800mmである。降水量の最も少ない区域は内蒙古の陰山山脈の南側で、100~200mm程度である。その他の流域の大部分の地域では、年平均降水量は400~600mmである。これらの降水の約半分は主に夏の6~8月に発生している。一方、降水量の最も少ない時期は冬季の12月から2月にかけてで、年降水量の3%に過ぎない。

黄河流域の降水量における特徴として年々変動が大きいことがある。年降水量の最大値と最小値の比は1.7~7.5倍程度である。

2. 気温

黄河流域における日射量は豊富で、年間の日照率は50~75%に達している。チベット高原の源流域では、標高が高く年間を通じて気温は低くて、「一年中冬」と言われている。蘭州よりも西の地域では、冬は6~7ヵ月と長く、夏は1~2ヵ月ととても短い。その他の地域には明確な四季がある。

流域の気温は南東部で高く、北西部で低く、その温度差も大きい。また、山間部の気温は平野部より低い。源流域のチベット高原では年平均気温は1~8℃、源流域から蘭州までは8~14℃、蘭州あたりから太行山脈(北緯35-37度、東経114度)までの黄土高原では8~14℃、太行山脈の東側から渤海の黄河の河口までは12~14℃である。気温は7月で最も高く、多く

の地域で20～29℃になる。気温が最低になるのは1月で、ほとんどのところで月平均で0℃以下となる。流域全体の気温の日較差は10～15℃で、蘭州から西の地域は乾燥していて、日較差は13～16.5℃である。

3. 湿潤度

黄河の源流から蘭州あたりまででは、降水量が少なく、相対湿度は60%前後で、乾燥していて蒸発量が多い。流域の可能蒸散量(ポテンシャル蒸発量, 近藤・徐, 1997)は800～1300mmで、日本の600～1100mmよりやや多い。秦嶺山脈付近で小さく、北西と北東部へ向かって徐々に増加する。可能蒸散量の分布は観測値のパン蒸発計蒸発量に対応している(Xu et al., 2005)。なお、黄河流域のパン蒸発計蒸発量は1000～2000mmである。流域北西部は、年間降水量は100～200mmと少ないため、砂漠や裸地が広がっている。日射量は豊富であるため、ほとんどのエネルギーは顕熱移動に消費され、下層大気を加熱している(Kondo and Xu, 1997)。

可能蒸発散量は、黒く湿った地表面からの蒸発量である。降水量と可能蒸散量の比を「気候湿潤度」と定義し(近藤・徐, 1999. 徐, 2001. Xu et al., 2005), それが1.0以上の地域は「湿潤域」で, 0.3～1.0は「半湿潤域」, 0.1～0.3は「半乾燥域」, 0.1以下は「乾燥域」とすると, 黄河流域の南東部は湿潤或いは半湿潤域となり, 北西へ向かって乾燥の程度が大きくなる。また, 流域の植生は, 気候の湿潤度によく対応したものとなっている(Xu et al., 2005. Suzuki et al., 2006)。

また、寧夏回族自治区から、内蒙古自治区や陝西省にかけて、いくつかの砂漠が広がっている。この地域では風速も強く、そのため砂塵嵐がよく発生している。年平均砂塵嵐の発生日は10日程度で、砂が舞い上がる程度の日も数えれば、砂塵の発生は年間50日にも達する。

4. 近年の気候変化

中国の気象局の観測資料(「地面気象資料月報」)を用いて、近年(1960～2001年)の黄河流域の気候変化を整理すると、図1のようになる。これによると、全球における傾向と同様に、黄河流域の気温は上昇傾向にあり、その上昇幅は1.3℃/50年である。流域内でみると、ほとんどの地域で最低・最高気温とも上昇傾向にある。山西省や陝西省の周辺を除けば、気温の日格差は小さくなっている。

また、同じ資料によると、7割の気象観測所では、高さ10メートルの風速は減少傾向にある。風速が弱くなると、気温の観測値は高くなるため、風速の変化が小さな地域だけについてみると、気温の上昇幅は0.5°C/50年となる。この上昇の程度は、全球の昇温幅に近い。また、図1での気温の上昇の時期をみると、1980年代の後半から3.8°C/50年程度と激しく上昇していることが分かる。

さらに、降水量についてみると、源流域のわずかな地域で増加傾向にあるが、ほとんどの地域では減少している。雲量も減少傾向にある。源流から太行山脈あたりの黄土高原まで、ポテンシャル蒸発量が減少している地域が多く、太行山脈の東側から渤海の出口までは増加している地域が多い。

以上の各気象要素を考慮した湿潤度で見ると、黄河流域は源流域から蘭州あたりまでは湿潤化する傾向にあるといえる。その他の地域の乾燥化・湿潤化は、人為と自然変動の両面の影響があり、地域によって異なる状況になっている。なお、衛星データから得た記録(1982~2000年)によると、黄河流域の灌漑地域ではLAIが大きくなる傾向にある。この変化は、気候の変化だけでなく、最近の中国の経済発展政策などによる耕地面積の拡大などの事業の拡大などの人為的な影響を考えなければならない。

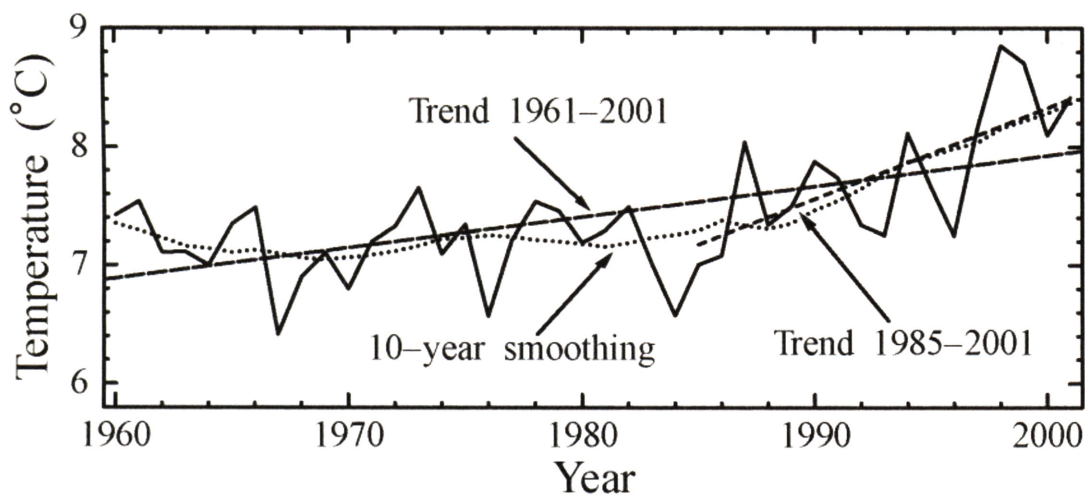


図1 黄河流域における気温の変化（中国気象局「地面気象資料月報」による）。実線は1960~2001の気温変化。長破線は全期間のトレンド、短破線は1985~2001年のトレンド。点線は全期間の10年移動平均

引用文献

中国気象局「地面気象資料月報」, 1960-2000

- Kondo, J., and J. Xu, (1997) Seasonal variations in the heat and water balances for non-vegetated surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 36, 1676-1695.
- 近藤純正, 徐 健青 (1997) ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度. *天気*, 44(12), 875～883.
- 近藤純正 (1997) 日本の水文気象(5)ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度. *水文・水資源学会誌*, 10(5), 450～457.
- Suzuki, R., J. Xu, and K. Motoya (2006) Global Analyses of satellite-derived vegetation index related to climatological wetness and warmth, *International Journal of Climatology*, 26, 425-438.
- Xu, J., S. Haginoya, K. Saito, and K. Motoya (2005) Surface heat balance and pan evaporation trends in Eastern Asia in the period 1971-2000. *Hydrological Processes*, vol. 19, 2161-2186, DOI:10.1002/hyp.5668.
- 徐健青 (2001) ポテンシャル蒸発量からみた東アジアにおける近年の気候変化. *水文・水資源学会誌*, 14(2), 151～170.

黄河流域の河套灌漑地域が夏季の雲の発生に及ぼす影響

川瀬宏明・吉兼隆生・原政之 (FRCGC)、佐藤友徳(CCSR)、
大澤慎吾 (ウェザーニューズ)・木村富士男 (FRCGC/筑波大生命環境)

1. はじめに

近年、都市化や灌漑、森林伐採、放牧といった人為的な土地改変が急速に進行している。地表面改変による雲や降水の変化を評価することは、地球規模・領域規模の水やエネルギー循環の観点から重要である。中国北部黄河中流域には、アジアで最大の灌漑域（河套灌区）が存在する（図 1）。河套灌区では、年降水量が 100mm から 120mm と非常に少ないにもかかわらず、黄河の水で灌漑を行うことで、トウモロコシや小麦、ひまわりなどが栽培されている。植生の多い河套灌区は、周囲の乾燥域との間で大きな地表面状態のコントラストを形成する。

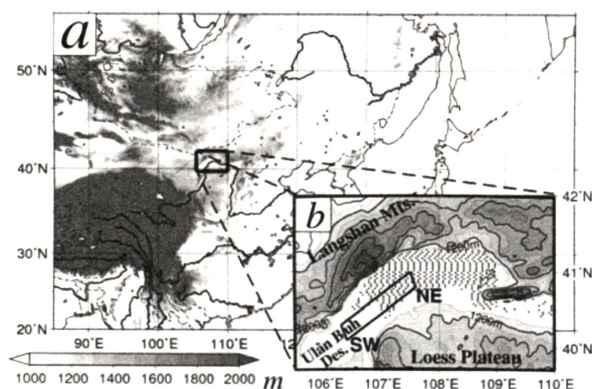


図 1. (a) 東アジアの地図。(b) 河套灌区周辺の地形。点でプロットした領域がモデルの中で設定した仮想灌漑域。

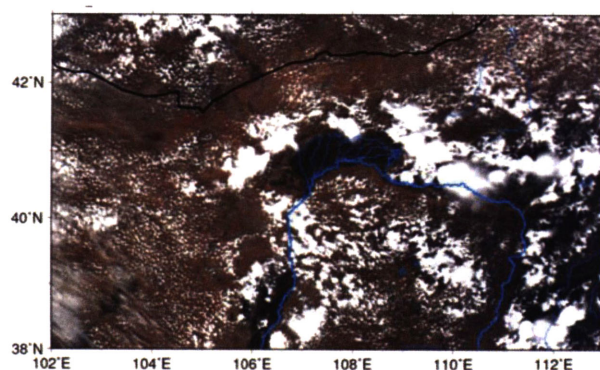


図 2. AQUA 衛星に搭載された MODIS で捉えられた 2005 年 8 月 4 日 14 時 10 分 (LST) の雲の分布。河套灌区は図の中心に位置する。青線が河川を表し、太い青線が黄河を表す。

河套灌区では夏季の午後、雲の出現頻度が周辺域より低いことが統計的に指摘されている (Sato et al., 2007)。衛星 AQUA に搭載された MODIS (Moderate Resolution Imaging

Spectroradiometer) で観測された 2005 年 8 月 4 日の雲の分布を見ると、灌漑域の周囲では雲が多く発生しているにもかかわらず、灌漑域の上空では雲が発生していない様子がわかる (図 2)。Sato et al. (2007) は、地表面被覆の違いによって生じる局地循環がこの雲分布に寄与すると考察している。

地表面が対流や雲、降水に及ぼす影響に関しては、これまでに数多くの研究がなされてきた (Chen and Avissar, 1994; Avissar and Liu, 1996; Lee and Kimura, 2001)。しかし、理想化した数値実験や理論的な解釈の研究が多く、実際の現象と結び付けた研究はほとんどない。そこで本研究では、河套灌区周辺で典型的な雲分布が見られた 2005 年 8 月 4 日を対象に、実際の地形・気象条件を用いて数値実験を行い、灌漑が雲の発生に及ぼす影響を評価した。

2. 数値実験の概要

数値実験には NCAR 他で開発された、Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) Model (Skamarock et al., 2005) を使用した。2 重ネスティングを行い、外側の解像度を 15km、内側の解像度を 3km とした。初期値・境界値には NCEP global tropospheric analysis data を用いた。灌漑の影響を評価するために、モデルの中に仮想的な灌漑域 (図 2b) を設定し、次の 2 つの数値実験を行った。第一に、仮想灌漑域の体積含水率を 0.4(飽和に対して約 85%) に固定し、灌漑を仮定した実験 (SFC-WET)、第二に、仮想灌漑域の体積含水率を周囲の乾燥域と同様に与え、灌漑を仮定しない実験 (SFC-DRY)。土壌水分を固定した灌漑域以外では、初期値に NCEP の土壌水分を用いて、毎ステップ計算した。計算は 2005 年 7 月 1 日から始め、約 1 ヶ月間をスピニング期間とした。

3. 結果・考察

図 3 にモデルによって再現された 8 月 4 日 14 時の雲分布を示す。仮想的な灌漑を仮定した SFC-WET では、灌漑域の周辺では雲が発生したが、灌漑域では雲が発生しなかった (図 3a)。これは衛星で観測された雲分布ともよく一致する (図 2)。特に、灌漑域と灌漑域の南西に存在する乾燥域との境界付近では、標高差がほとんどないにもかかわらず雲が発生した。一方、仮想灌漑域に周囲と同様の乾燥した土壌を用いた SFC-DRY では、灌漑域の上空にも雲が発生した (図 3b)。これは、衛星で観測された雲分布と大きく異なる。

モデルで計算された地表面温度を見ると、SFC-WET では灌漑域と周囲の乾燥域との間で大きな地表面温度のコントラストがあることがわかる (図 3c)。灌漑域の北部の山岳部では地表面温度が低い、これは雲や降水によるものである。一方、SFC-DRY では地表面温度の差がほとんど見られなかった (図 3d)。これらの結果から、図 3a、b の雲分布の差は地表面状態の違いが大きく影響していると考えられる。

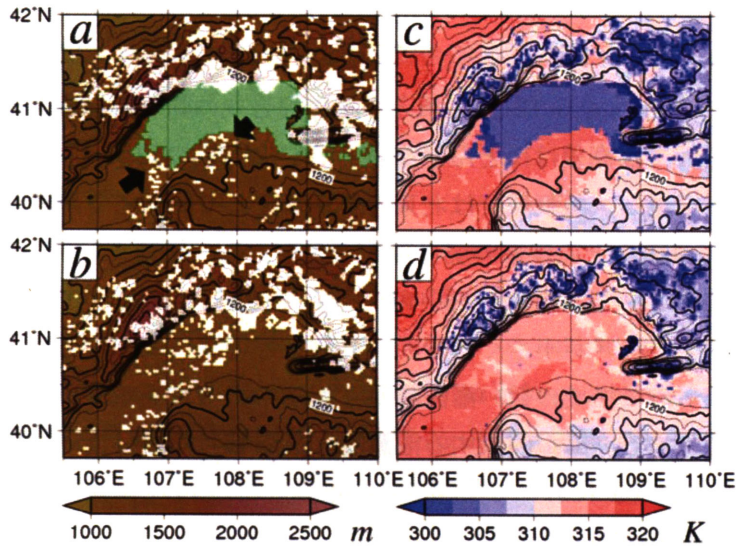


図 3. モデルで計算された 14LT の雲の分布 (a と b) と 12LT の地表面温度の分布 (c と d)。上の 2 枚の図が SFC-WET、下の 2 枚の図が SFC-DRY。緑の領域がモデルの中の仮想灌漑域を示す。

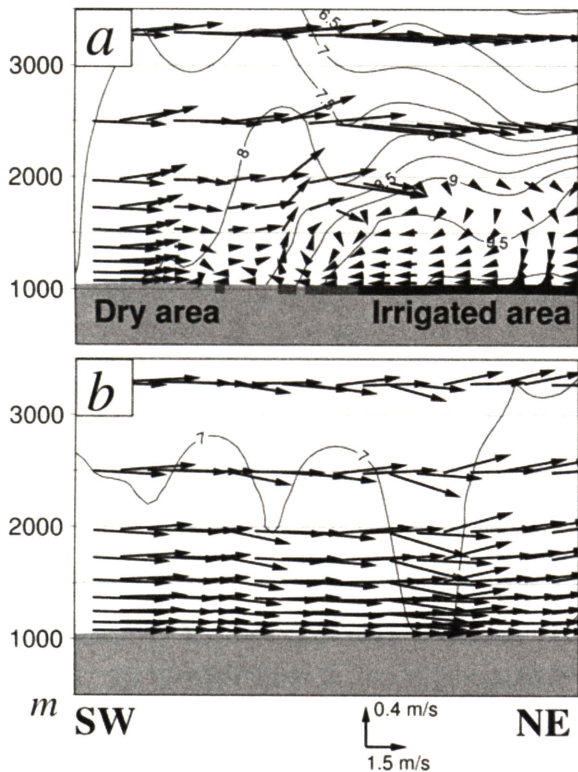


図 4. モデルで計算された 8 月 4 日 14LT の風 (ベクトル) と水蒸気混合比 (g/kg) (等値線) の鉛直断面図。(a) SFC-WET、(b) SFC-DRY。SW-NE 断面は図 1 b に示す。水平方向 5 グリッドごとに移動平均を施している。薄い灰色の領域が地形を表す。黒色の領域は平均したグリッドがすべて灌漑域、濃い灰色の領域は平均したグリッドの一部に灌漑域

が含まれることを表す。

図 4 に、図 1b の SW-NE に沿った 8 月 4 日 12LT の風と水蒸気混合比の鉛直断面図を示す。SW-NE は標高がおよそ 1000m で標高差はほとんどない。SFC-WET の結果 (図 4a) を見ると、乾燥域では南西の風が卓越し、灌漑域では北東の風が卓越していることがわかる。これらの 2 つの異なった風は灌漑域と乾燥域の境界付近で収束する。灌漑域が存在しない SFC-DRY ではこのような風は見られなかった (図 4b)。

土壌が湿潤な灌漑域では顕熱フラックスが小さく、周囲の乾燥域との間に明瞭な熱コントラストが生じる。その結果、相対的に温度の低い灌漑域から温度の高い乾燥域に風が吹き、局地循環 (植生風循環) が発生する。風が収束する灌漑域と乾燥域の境界付近では強い上昇流が起こり、雲が発生する (図 3a において矢印で示した雲)。一方、下降流が卓越する灌漑域では雲の発生が抑制されている (図 3a)。

SFC-WET では灌漑域からの蒸発散により、最下層では水蒸気が多く存在していることがわかる (図 4a)。しかし、下降流が卓越する灌漑域では、湿った空気は上空には運ばれず、灌漑域での雲の形成には寄与しない。灌漑域で蒸発した水蒸気は、植生風循環により周囲の乾燥域に運ばれ、周囲の乾燥域で発生にする雲の形成に寄与する。

一方で、河套灌区の北側には陰山山脈、南側には黄土高原が存在する。このため、河套灌区の周辺では、標高差によって山谷風循環が励起される。この山谷風循環も植生風循環と同様に、河套灌区で下降流を強化し、灌漑域で蒸発した水蒸気を周囲の山岳に運ぶ (図省略)。つまり、植生風循環と山谷風循環の両方の局地循環によって、灌漑域上空では雲の発生が抑制され、灌漑域で蒸発した水は周囲の乾燥域や山岳域に運ばれると考えられる。

4. まとめ

領域モデル WRF を用いて、河套灌漑区が周囲の雲分布に及ぼす影響を評価した。仮想灌漑域を用いた実験では、灌漑域には雲が発生せず、灌漑域と乾燥域の境界に雲が発生した。これは衛星で観測された雲の分布と一致する。灌漑域では地表面温度が相対的に低いため、地表面温度の高い周囲の乾燥域との間で大きな熱コントラストが生じる。その結果、灌漑域から乾燥域に向かって風が吹き、大気下層で植生風循環が卓越する。この植生風循環によって灌漑域と乾燥域の境界付近で強い上昇流が起こり、雲が発生する。また植生風循環は灌漑域で蒸発した水蒸気を乾燥域に運び、乾燥域と灌漑域の境界での雲の形成に寄与する。周囲に山岳が存在する河套灌漑域では、植生風循環に加えて山谷風循環も卓越する。植生風循環と山谷風循環の両方の局地循環の影響で、灌漑域上空では雲の発生が抑制され、灌漑域で蒸発した水は周囲の乾燥域や山岳域に運ばれる。

謝辞

本研究は環境省の地球環境研究総合推進費（B-061（4））による文部科学省の委託事業の支援を受けて実施された。

参考論文

- Avissar, R., and Y. Liu (1996), Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing, *J. Geophys. Res.*, 101, 7499-7518.
- Chen, F. and R. Avissar (1994), Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale model, *J. Appl. Meteor.*, 33, 1382-1401.
- Lee, S. H., and F. Kimura (2001), Comparative studies in the local circulation induced by land-use and by topography, *Bound. Layer Meteorol.*, 101, 157-182.
- Sato, T., F. Kimura, and A. S. Hasegawa (2007), Vegetation and topographic control of cloud activity over arid/semiarid Asia, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Skamarock, W. C., J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers (2005), A description of the Advanced Research WRF version 2, NCAR Tech. Rep. TN-468, 100 pp.

水文・水資源モデルを用いた黄河流域の長期水収支解析 —黄河断流のメカニズム—

佐藤嘉展・大西暁生・福嶋義宏（総合地球環境学研究所）
馬 燮銚・徐 健青（地球環境フロンティア研究センター）
松岡真如（高知大学） 鄭 紅星（中国科学院）
陳 建耀（中山大学）

1.はじめに

黄河は全長 5464km, 流域面積は日本の国土面積の 2 倍以上の 75.2 万km²を占める中国でも長江に次いで 2 番目に大きな河川である。その黄河で、近年河川流量が減少し、特に 1970 年代以降に下流域で急激に河川流量が減少し、1960 年代には下流域内全体で 500 億m³/year 以上あった流量が、下流域の上端である河南省の花園口では、1990 年代に約半分の 257 億 m³/year に減少し、河口付近の山東省の利津では、141 億m³/year にまで減少した。この河川流量の減少に伴って、黄河の水が枯れ上がる「断流」と呼ばれる現象が 1972 年に発生し、断流は 1990 年代に頻発し、黄河下流域の水不足は深刻な問題となった。また、下流域で黄河の河川流量が減少すると、中流域に広がる黄土高原から流れ込んだ高濃度の土砂が河道に沈殿・堆積し、河床を上昇させる。したがって、黄河下流域は、河床が周辺の地表面よりも高い「天井川」となっており、一旦堤防が決壊すると、黄河の水が一気に周辺の土地に流れ出し深刻な洪水災害を引き起こすおそれがある。つまり、黄河下流域は、渇水と洪水の二重のリスクを抱えていることになる。黄河下流域の河川流量の減少は、下流域内での水利用量の増加と下流域に供給される河川流量の減少が主な原因である。下流域内での水消費量の増加は、華北平原で大規模な灌漑農地開発が行われた影響が大きく、下流域への供給水量の減少については、気温上昇（温暖化）に伴う蒸発散損失量の増加と降水量の減少が主な原因である。さらに、黄河中流域では、黄土高原から黄河に流れ込む土砂を制御するために、1960 年代～1970 年代頃にかけて大規模な人為的な土地利用の改変（水土保持対策事業）が行われており、それに伴って植生被覆率や土壌浸透性などが大きく変化しており、それが水収支に影響を与えていることも報告されている。しかし、黄河流域のどこで、いつ、どのような水収支の変化があったかということについては、まだ十分な解析が行われていない。そこで、ここでは、黄河断流のメカニズムを明らかにするために、気候変動だけではなく、貯水池操作や灌漑取水、土地利用改変などの人為的な要因も考慮に入れた、新しい水文・水資源モデルを開発し、黄河全流域を対象とした長期水収支解析を試みたので、その結果について報告する。

2.解析手法

解析には、黄河流域内外の 128 地点の気象ステーションの 1961 年から 2000 年までの 41 年間の日単位気象データセットを用いた。各気象ステーションのデータセットには、気温・

水蒸気圧・大気圧・風速・降水量・日照時間データが含まれ、それらを分布型水文モデルに入力するために、距離加重平均法を用いて 0.1° グリッドスケールのデータセットに変換した。また、広域蒸発散量をより正確に推定するために、図 1a に示す高解像度地表面被覆分類図(Matsuoka et al., 2007)を用いて 0.1° グリッドスケールの土地利用区分図(図 1b)を作成し、各グリッド内の土地利用区分(裸地・草地・非灌漑農地・森林・水面・灌漑農地)別の蒸発散量を LAI(Leaf Area Index)の関数で算出できるようにした。LAI の空間分布と季節変化特性(図 1c)については、月単位の NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)のデータから、Biftu and Gan(2000)の方法で推定し、流域区分・河道網の作成・気温の標高補正については、USGS(米国地質調査所)の GTOPO30 データを用いて行った。

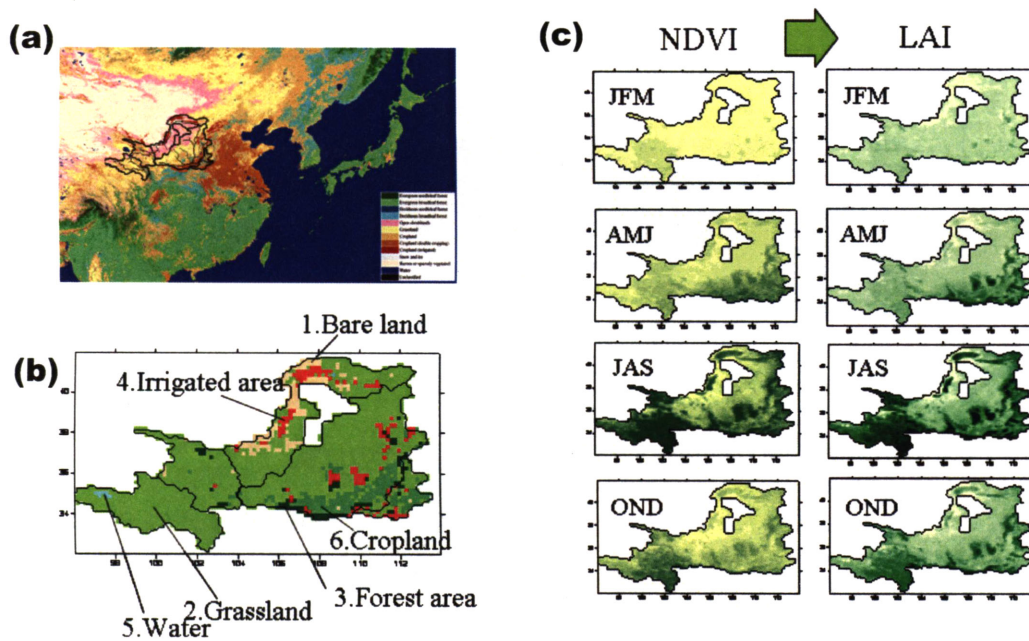


図 1 (a)高解像度土地被覆分類図, (b)0.1° グリッドスケール土地利用区分図
(c)NDVI および LAI の空間分布図およびその季節変化

各地表面からの基準蒸発量には、近藤・徐(1997)の定義に基づくポテンシャル蒸発量を適用した。このポテンシャル蒸発量は、地表面被覆状態によらず、対象とする場所の位置座標と気候条件のみから算出することが可能で、さらに、近藤(1998)の方法で、各植生被覆別の蒸発散量を LAI の関数として推定できる利点がある。また、黄河流域のような半乾燥地を含む地域の水収支を予測するためには、乾燥に伴う蒸発抑制の影響を考慮する必要があるため、土壌水分で蒸発散量を制御するモデル (Sato ら, 2007c) を適用した。熱・水収支の解析手順としては、上記の 0.1° グリッドスケールに変換された気象データと衛星データを鉛直一次元の熱収支モデルに入力し、地表面温度とそれに基づいたポテンシャル蒸発量および降雨量・融雪量を算出し、次に、降雨流出モデルにその結果を入力して 0.1° グリッドセルごとの実蒸発散量と河道流出量を算出し、最後に河道網モデルにその結果を入力

して、流域区分別に集計処理を行って、各流域区間の熱・水収支を算出した。なお、本研究で用いた降雨流出モデルおよび河道網モデルは、Ma・Fukushima(2002)のモデルに基づいており、モデルの改良やパラメータ等の詳細は Sato ら(2007c)にまとめられている。また、貯水池操作と人為的土地利用の影響については、Sato ら(2007a)および Sato ら(2007b)にまとめられており、灌漑地の水収支については、灌漑期間中はポテンシャル蒸発が発生するように仮定し、不足水量を最寄りの河道から取水するようにし、非灌漑期は、裸地面と同様に扱うようにした。なお、灌漑農地の灌漑期間については、LAIの季節変化特性から $LAI > 0.5$ となる期間とした。

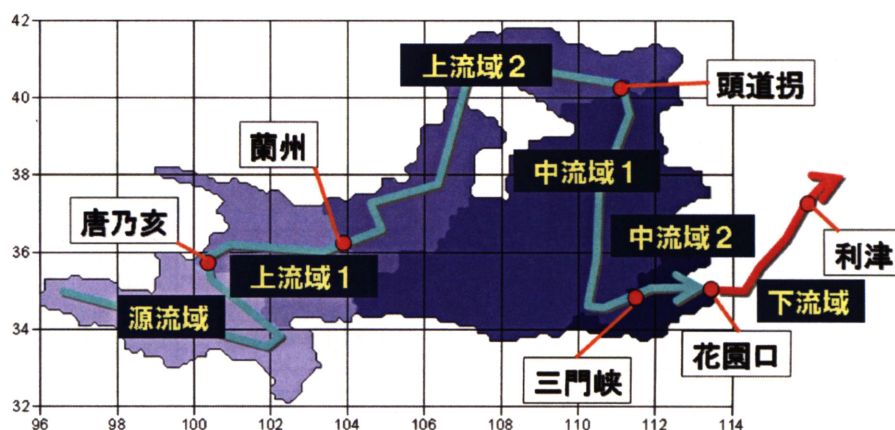


図2 黄河流域区分図と主要水文観測所の位置

ここでは黄河流域の水収支をより詳しく調べるため、黄河流域を図2のように6つの小流域に区分し、河源から唐乃亥までを源流域、唐乃亥から蘭州までを上流域1、蘭州から頭道拐までを上流域2、頭道拐から三門峽までを中流域1、三門峽から花園口までを中流域2とし、花園口から河口までを下流域とした。

3.解析結果

3.1.源流域—気候変動の影響

図3は、黄河源流域の1960年から2000年までの水収支と気温変化を示している。図3aおよび図3bから、黄河源流域(唐乃亥)で観測される実測流量の変化は、基本的に降水量の変化とよく一致していることがわかる。その一方で、蒸発散量は、降水量の変化とは一致せず、1960年代から1980年代まではほぼ一定(約415億 m^3)で推移し、1990年代に増加していることがわかった(図3c)。源流域の気温変化を調べてみると、年平均気温は1960年代から1990年代にかけて連続的に増加しており(図3d)、単純に年平均気温の変化と蒸発散量の変化は一致しないことがわかる。これは、黄河源流域の標高が高く、一年のうちの約半分の期間が氷点下になる(図3e)ことと関係があると考えられる。つまり、氷点下の範囲で気温が上昇しても、それは蒸発散量には大きく寄与せず、夏期の気温変化が蒸発

散量を規定すると考えられた。そこで、黄河源流域の夏期気温と冬期気温を分離してその変化を調べたところ、冬期気温は1960年代から連続的に増加しているのに対し、夏期気温は1960年代から1980年代までは一定(8.0℃)で1990年代に0.3℃上昇していることがわかった(図3f)。上記の結果は、黄河源流域のような寒冷地では、単純に年平均気温は水収支(蒸発散量)を規定するのではなく、夏期の気温変化が水収支に大きな影響を与えていることを示唆している。

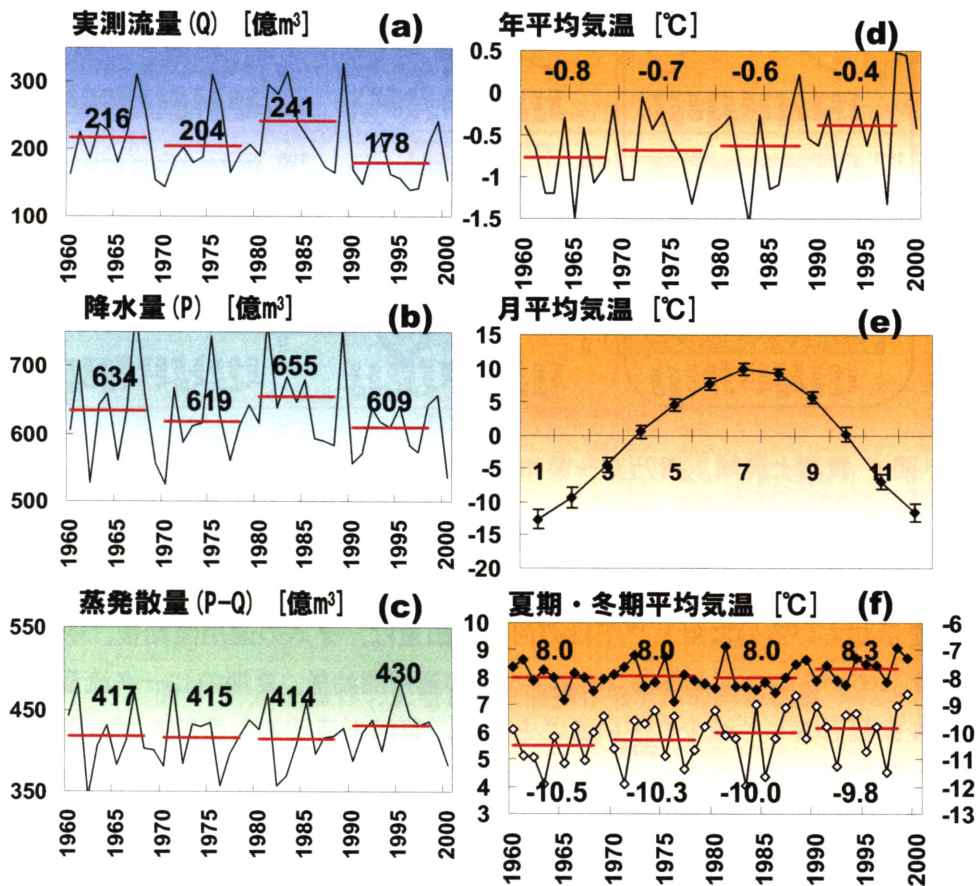


図3 黄河源流域の水収支と気温変化

また、1960年代から1990年代のこの源流域区間からの流出減少量38億 m^3 は、降水量の減少量25億 m^3 と夏期の気温上昇に伴う蒸発散量の増加量13億 m^3 に起因することがわかった。

3.2. 上流域1—大型貯水ダム操作の影響

唐乃亥を過ぎると黄河は急峻な峡谷地帯に入る。そこでは、土砂濃度が低く、源流域から供給された豊富な水資源を利用した貯水ダムが多数建設されている。特に、上流域1(唐乃亥～蘭州)の区間には、1969年に運用を開始した劉家峡ダム(貯水容量57億 m^3)や1987年に運用を開始した竜羊峡ダム(貯水容量247億 m^3)があり、これらの大型貯水ダムによ

って河川流量は人為的に操作されている。

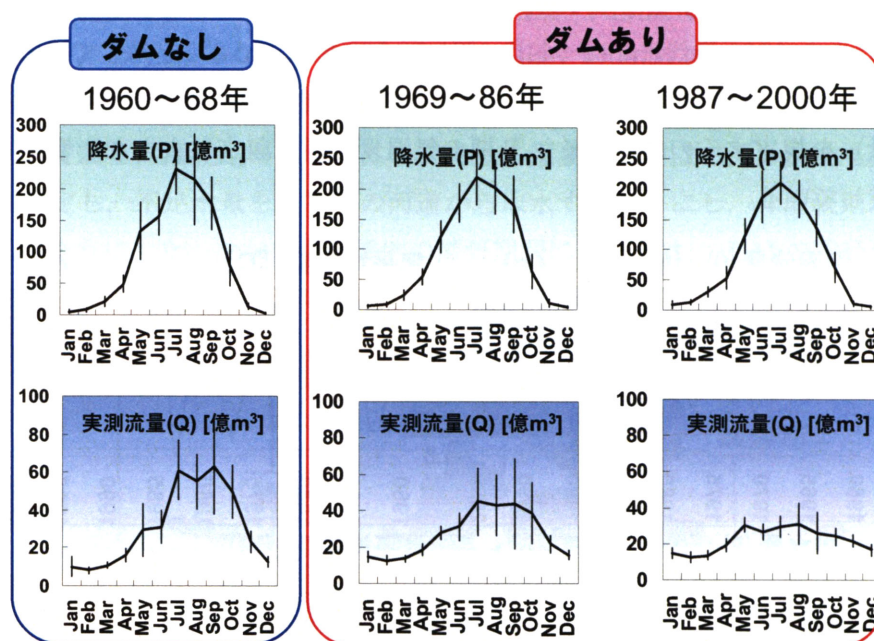


図 4 黄河上流域 1(唐乃亥～蘭州間)の降水量と実測流量の季節変化

図 4 は、黄河上流域 1 における、ダムの運用前後の降水量と河川流量の季節変化を示している。上段の降水量は、ダムの有無に関わらず、同様の（夏期に降水量が集中する）季節変化特性を示しているのに対し、下段の河川流出量は、ダムの運用開始後、明らかにその特性が変化していることがわかる。特に、ダムの運用開始後、夏期のピーク流量が減少し、月流量の変動幅も著しく減少していることから、黄河上流域の大型貯水ダムは、洪水緩和と流量安定化に大きく貢献していることがわかる。

大型貯水ダムが運用を開始すると図 4 のようにダム下流側の河川流量はダムによる人為的操作の影響を受けるため、自然条件とは異なる流出特性を示すようになる。このため、気象要因のみを考慮した従来の水文モデルでは、ダムより下流の月流量の変化を再現することができない。そこで、ここでは、Sato ら(2007a)の簡易貯水池操作モデルを適用して、ダムによって人為的に操作された河川流量の再現を試みた。

図 5 は、本研究で適用した簡易貯水池操作モデルの概要とその適用結果を示している。このモデルは、人為的に操作されたダムからの流出量を、目標放流量にできるだけ合うように、ダムへの流入量に応じてダムの水位を日単位で制御する構造になっており、月別目標放流量は、ダムの下流側に位置する蘭州の実測流量データから推定した。このモデルには、個別に制御された複数のダムによる河川流量の複雑な制御の影響を、簡易な構造の仮想ダムを仮定することによって、容易に推定できるという特長がある。図 5 から、上段の貯水池操作モデルを適用しない場合では、青色で示される実測流量の変化に対し、赤色で示される推定流量の再現性が良くないが、貯水池操作モデルを適用することにより、ダムによ

って操作された実測流量の変化を良好に再現できるようになっていることがわかる（図 5 下段）。

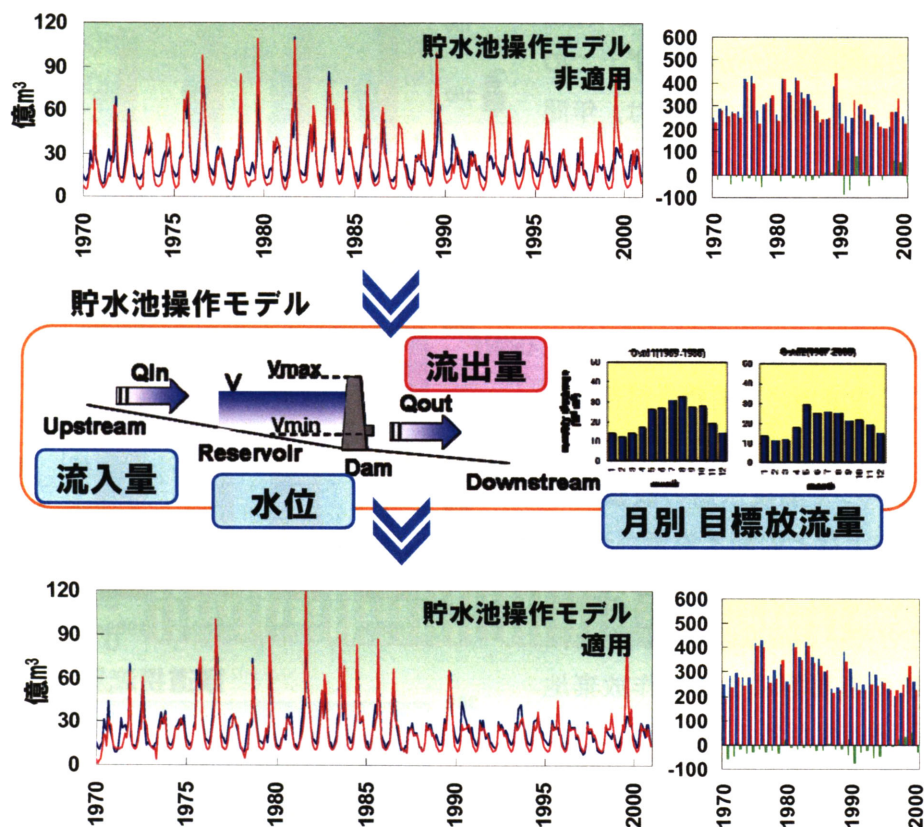


図 5 貯水池操作の影響と貯水池操作モデルの再現結果

図 6 は、上流域 1 の区間水収支を示している。この図から 1960 年代から 1990 年代の区間流出の減少量 57 億 m^3 は、降水量の減少 19 億 m^3 と夏蒸発散量の増加 38 億 m^3 に起因することがわかる。蒸発散量の増加量が源流域（13 億 m^3 ）の約 3 倍になっているのは、この区間の標高が源流域に比べて低くなっており、それに伴って気温が高くなっているためであると考えられた。

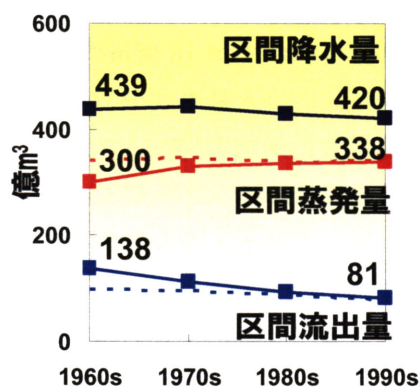
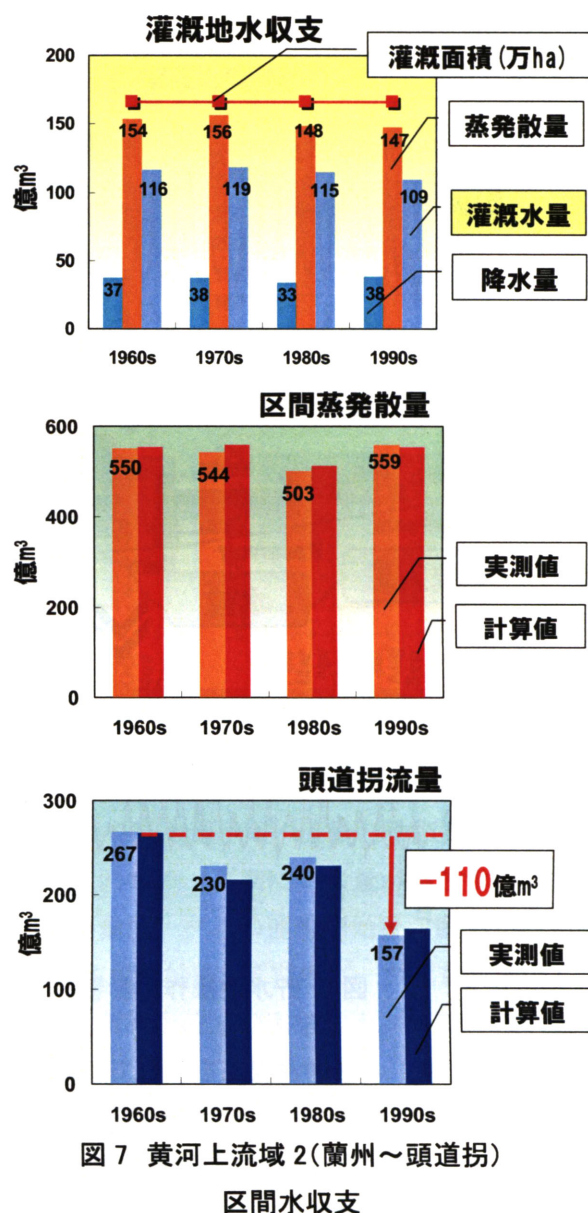


図 6 上流域 1(唐乃亥～蘭州) 区間水収支

3.3.上流域 2—大型灌漑農地の影響

図 7 は、黄河上流域 2（蘭州～頭道拐）の区間水収支を示す。ここでは、灌漑地の面積を 2000 年の土地被覆分類図に基づいて推定し、それをそのまま過去 40 年間分の数値計算に用いた。したがって、ここでは、長期的な灌漑面積の変化はない（2000 年の灌漑面積と同じ）と仮定して水収支の解析を行っているが、それにもかかわらず、区間蒸発散量や頭道

拐流量の推定値は、実測値とほとんど一致した。これらの結果は、過去 40 年間の間に、灌漑面積が増加している (Liu and Xia, 2004) にもかかわらず、この区間の灌漑地での正味水消費量は、年間約 110~120 億 m^3 でほとんど変化していないことを意味している。つまり、近年の黄河流量の急激な減少にとっては、黄河上流域の灌漑地における水消費は大きな影響を与えていないことを示唆している。この灌漑地の水消費量が長期間変化していない理由については、灌漑面積の増加に伴って灌漑水路の改修や水利用効率の向上などの節水対策が進み、少ない水で大面積の灌漑を行えるようになったことや、新規灌漑地の開発と同時に同規模の塩害等による耕作放棄地が発生した可能性が考えられる。また、頭道拐の流量は 1960 年代から 1990 年代までの間に約 110 億 m^3 減少したが、そのうちの 94 億 m^3 は蘭州からの流入量の減少によるもので、この区間内からの流出量の減少はわずか 16 億 m^3 であり、その内訳は区間降水量の減少 7 億 m^3 と区間蒸発散量の増加 9 億 m^3 であることがわかった。



3.4.中流域 1—黄土高原の水土保持対策事業の影響

黄河中流域 1 (頭道拐~三門峽) 区間は、流域面積が 306,780 km^2 で黄河全流域の 41.5%を占めるが、その大部分は黄土高原で覆われている。黄土高原は、かつて薪炭材や建材確保、食糧増産のための無秩序な森林伐採や過放牧によって地表面が著しく荒廃し、裸地化した土地や急斜面の農地から降雨のたびに大量の土砂が黄河に流れ込み、下流側のダムを土砂で埋め尽くしたり、河床を上昇させたりして、下流に深刻な被害を引き起こしていた。そこで中国政府は、黄土高原の植生を回復させ、適切な土地管理を行うことで、黄土高原から黄河に流入する土砂量を抑制することを目的とした水土保持対策事業を開始した。水土保持対策事業では、主に荒廃した斜面の緑化 (植林・植草) や、棚田の造成・砂防ダムの

建設が行われたため、このような大規模な人為的土地利用の改変（植生被覆率の増加および土壌浸透性の増加）が、黄河中流域の水収支に大きな影響を与えている。

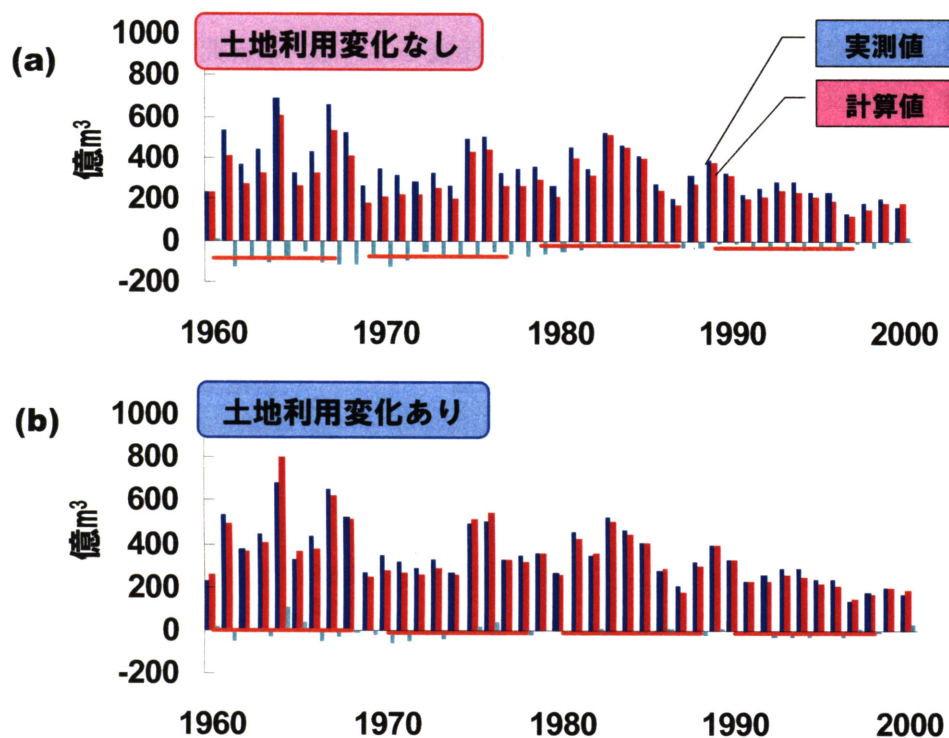


図 8a は、土地利用変化の影響を考慮せず、2000 年の土地利用条件のまま 1960 年から 2000 年までの黄河中流域 1（三門峽）の河川流量を推定した結果を示している。この図からモデルは、1960 年代から 1970 年代の河川流量を過小評価していることがわかる。言い換えると、2000 年の植生被覆条件を仮定したモデルでは 1960 年代から 1970 年代の蒸発散量を過大評価してしまう結果が得られた。そこで、1960 年代から 1970 年代の蒸発散量を減少させるため、植生被覆率と雨水の土壌中への浸透率を下げた再計算を行った結果、推定（水収支）誤差が大幅に減少した（図 8b）。これらの結果は、黄河中流域では、長期的な水収支の変化を再現するためには、気候変動の影響だけでなく、長期的な土地利用の変化についても考慮する必要があることを示唆している。

図 9 は、水土保持対策事業が行われなかった場合と水土保持が行われた場合を想定した数値実験を行った結果を比較し、黄土高原における水土保持対策事業が、黄河中流域 1 の区間からの区間流出量と区間蒸発散量および直接流出量に与える影響を評価した結果を示している。ここでは、黄土高原で大規模な緑化（人為的な植生改変）が行われることによって、河川への流出量が 11～54 億m³(10～50%)減少し、蒸発散量が 23～113 億m³(2～13%)増加するという結果が得られた。また、砂防ダムの建設や棚田の造成が進むにつれて直接

(地表面) 流出量が 0.4~2.7 億 m^3 (14~74%)減少するという結果も得られた。これらの結果は、黄土高原で水土保持対策事業が進められることによって、表面流出量が大幅に減少し、地表からの土砂浸食が減少すると同時に、植生被覆の増加に伴って蒸発散量が増加し、黄河への河川水の供給量も大きく減少することを示唆している。本研究で用いた土地利用の変化を考慮した水文モデルは、このような黄土高原の人為的な土地利用の改変に伴う長期的な水収支の変化を定量的に評価できるため、今後、土砂だけでなく水資源の問題も視野に入れた総合的な水土保持対策や水資源管理計画等に大きく貢献することが期待される。

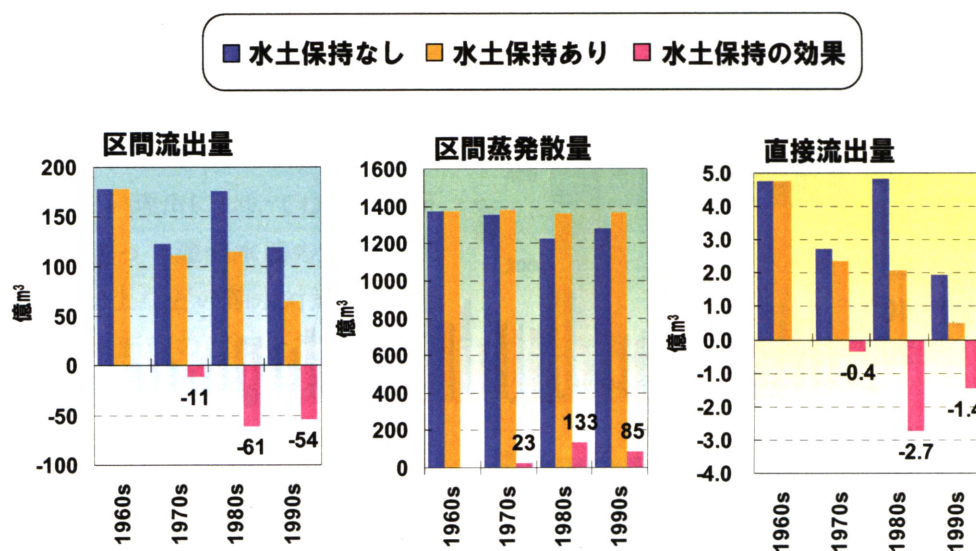


図9 黄土高原における水土保持対策事業の効果

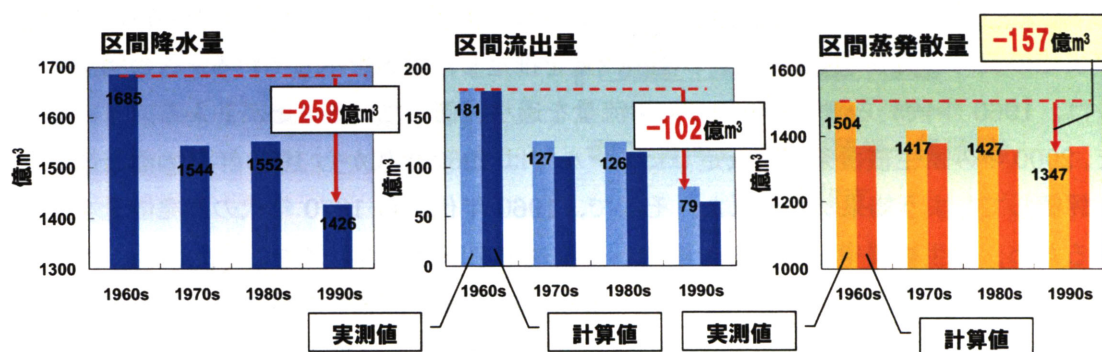


図10 黄河中流域1(頭道拐~三門峽)区間水収支

図10は、黄河中流域1の区間水収支を示している。この区間では、過去40年間の間に降水量が259億 m^3 減少し、流出量が102億 m^3 減少、蒸発散量も157億 m^3 減少するという結果が得られた。黄河中流域では、この40年の間に、気温の上昇や大規模な植生被覆率の増加が起こっているにもかかわらず、蒸発散量が大きく減少している。これは、この区間では1960年代にすでに降水量の90%以上が蒸発しており、さらに、1990年代には、降水量

の 95%以上が蒸発してしまっていることに起因すると考えられる。つまり、黄河中流域では、供給された雨のほとんど全てが蒸発してしまうため、降水量が減れば蒸発量も減るといいう水収支構造になっているためである。このことは、黄河中流域の天水によって供給される水資源量はすでに使い果たされており、今後さらに緑化や農地面積の拡大が行われた場合、黄河では下流域だけでなく中流域でも深刻な水不足（利用可能な地下水資源量の枯渇を含む）が起こる可能性があることを示唆している。

3.5.中流域 2—灌漑水利用量増加の影響(1)

黄河中流域 2（三門峡～花園口）の区間は、流域面積は 42,579km²と黄河流域全体の 5.8%しか占めないが、各支流の源頭部の多くが森林に覆われており、そこから土砂濃度の低い水が黄河に供給されるため、下流域に堆積した土砂の排砂にとって重要な水源地帯となっている。図 11 は、この区間の水収支変化を示している。1960 年代から 1990 年代の間に、この区間からの流出量は 38 億m³減少し、その内訳は降水量の減少が 31 億m³、蒸発散量の増加が 7 億m³であることがわかる。区間流出量と区間蒸発散量で 1960 年代と 1970 年代の推定誤差が大きいのは、長期的な土地利用の変化がないと仮定して水収支計算を行ったためであると考えられる。当初この区間は、黄土高原地帯には含まれないため、水土保持対策事業に伴う人為的な土地利用の改変の影響は受けないと考えられたが、灌漑面積については、1960 年代や 1970 年代は 2000 年よりも面積が少なかったと仮定すれば、図 11 に見られる誤差は小さくなる。つまり、黄河上流域の灌漑地では、灌漑面積を一定と仮定しても水収支を良好に推定できたが、中流域では、灌漑面積の変化の影響を考慮する必要があることが示唆された。このことは、黄河流域内でも比較的湿潤な地域の灌漑地では、塩害等が発生しにくいいため、灌漑面積の増加に比例して水利用量が増加する水収支構造になっている可能性を示唆している。

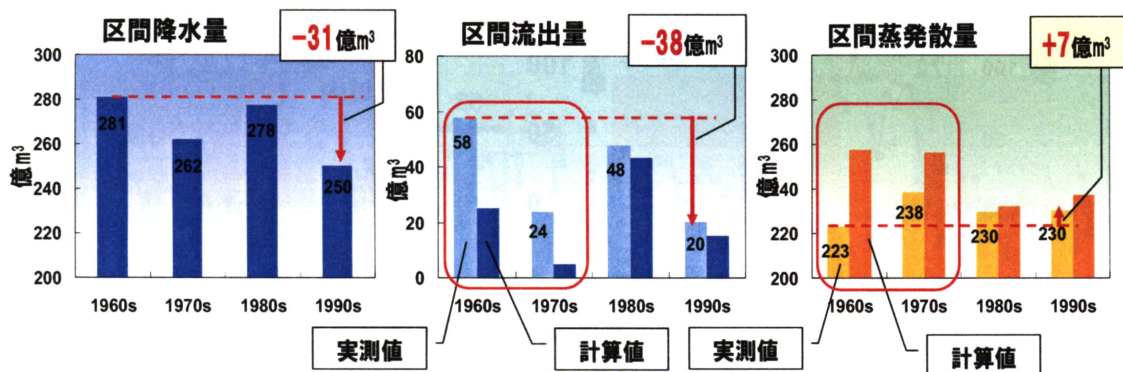


図 11 黄河中流域 2(三門峡～花園口)区間水収支

3.6.下流域—灌漑水利用量増加の影響(2)

黄河下流域は天井川になっているため、基本的にこの区間内に流入する支流はないとみな

せる。したがって、下流域末端の利津から渤海に流入する流量は、花園口からの流入量と下流域内に供給された降水量から、下流域内で利用（消費）された水量を差し引くことによって求められる。下流域内での水利用の内訳としては、河道面蒸発量、天津や青島などへの流域外送水量、飲料水量、そして灌漑用水量が挙げられる。河道面蒸発量は、1960年代の流量時に川幅が流域平均で約1kmあったと仮定し、それに流路長780kmを乗じた780km²からのポテンシャル蒸発量を基準とし、黄河流量の減少率に従って河道面積も減少させたため、河道面蒸発量は年間約1~11億m³と推定された。流域外送水量については、1988年から青島に年間2億m³、1990年から天津に年間20億m³の水を送水するようにした。飲料水量については、河南省と山東省の都市人口と農村人口別に取水量の原単位（1人あたりの水消費量）を乗じて1990年代の水消費量を年間8.2億m³とし、それ以前については、1990年代に対する灌漑面積率に比例して人口が変化すると仮定して、年間約1.2~8.2億m³と推定した。灌漑面積については、流域内のみと流域外を含む場合とにわけて解析を行った。流域内のみの場合についてはLiu and Xia (2004) のデータを用い、流域外を含む場合については、1990年に193万ha(席(1999))および1997年に236万ha(Li (2003) とした。

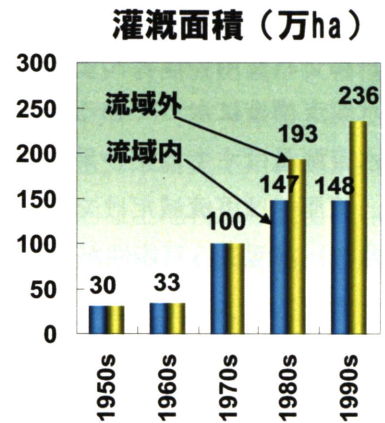


図12 黄河下流域の灌漑面積の変化

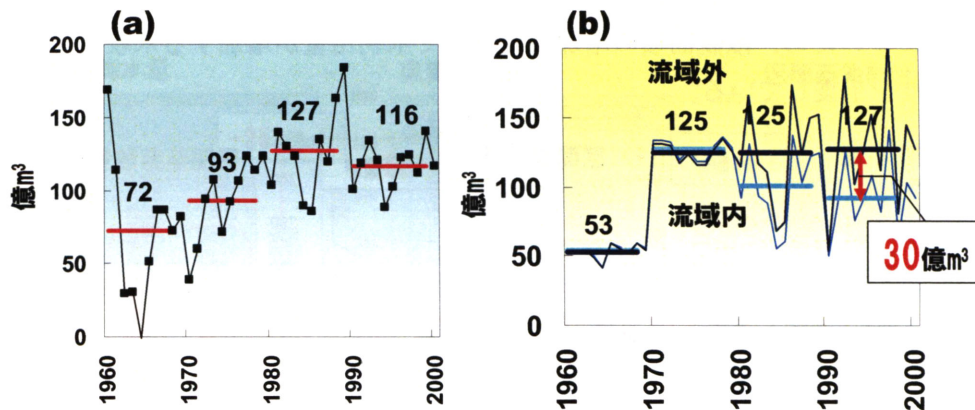


図13 黄河下流域の水消費量の変化

(a)実測値, (b)推定値

図13aは、黄河下流域における水消費量を、花園口から下流域への流入量（花園口流量）に区間降水量（流域内灌漑農地以外に供給された降水量）を加えた値から、渤海への流出量（利津流量）を差し引いて求めた値を示しており、図13bは、前述の方法で求めた区間水消費量の推定値を示している。また、図13bの上側の線は、流域外の灌漑面積も含んだ場合の

結果で、下側の線は流域内のみを考慮した場合の推定結果を示している。1970年代と1990年代に推定値が実測値を過大評価した理由としては、モデル上で1970年代の灌漑面積を一定(100万ha)に設定したことによる影響と、1990年代に黄河で断流が発生している期間中も流域外への送水や飲料水の取水が行われるようにしていたことが考えられる。また、黄河水利委員会治黄研究組(1989)によると、1979年の時点での灌漑面積は94万haと報告されており、1970年代の灌漑面積をやや過大評価していた可能性もあり、さらに1960年代から1970年代の3倍もの灌漑面積変化をモデル上では1970年の1年間で完了させてしまっているが、実際は1970年代に徐々に増加していったと考えられる。したがって上述の修正を加えれば、下流域の水収支の再現性はさらに向上することが見込まれる。図13bで上側の線と下側の線の差は、流域外での水消費量に相当し、1990年代の時点で、流域外の灌漑地(約88万ha)で消費される黄河水の量は年間約30億 m^3 になるということを示している。

図13aの結果から、1960年代から1980年代にかけては、灌漑面積の増加に伴って水の消費が増加したが、1980年代から1990年代にかけては、灌漑面積が増加しているにもかかわらず、下流域での水の消費量が増加していないことがわかる。また、これと同様の結果は図13bでも得られた。そこで、ポテンシャル蒸発量の変化を調べたところ、黄河下流域では1960年代以降ポテンシャル蒸発量が大きく減少していることがわかった(図14a)。また、このポテンシャル蒸発量の減少要因について、気温の影響よりも日照時間の影響の方が大きいこともわかった(図14b, 図14c)。さらに、日照時間の減少要因については、降水量の変化が小さい(図14d)ことから、雨雲(曇天日)の増加による影響は小さく、それ以外の要因としては、近年の急速な経済発展に伴う大気中のエアロゾル(大気汚染物質)の増加による影響が考えられた。

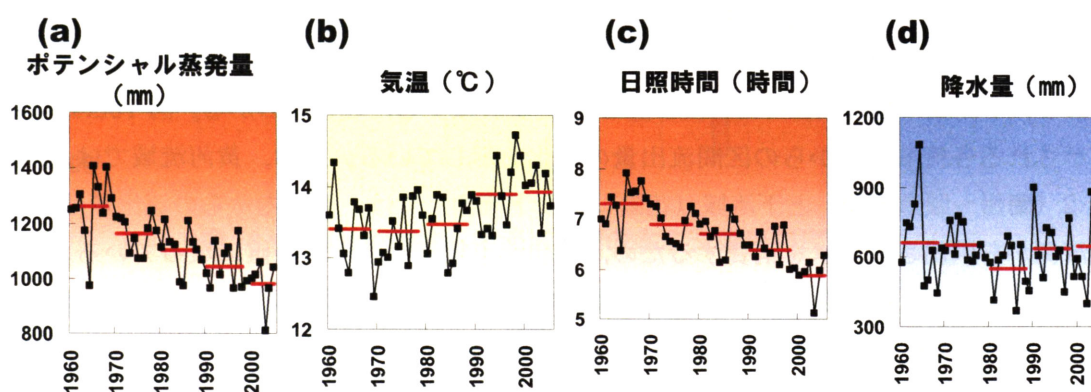


図14 黄河下流域の気象要素の変化

4.黄河断流のメカニズム

4.1.黄河流域のどこで水が減ったのか？

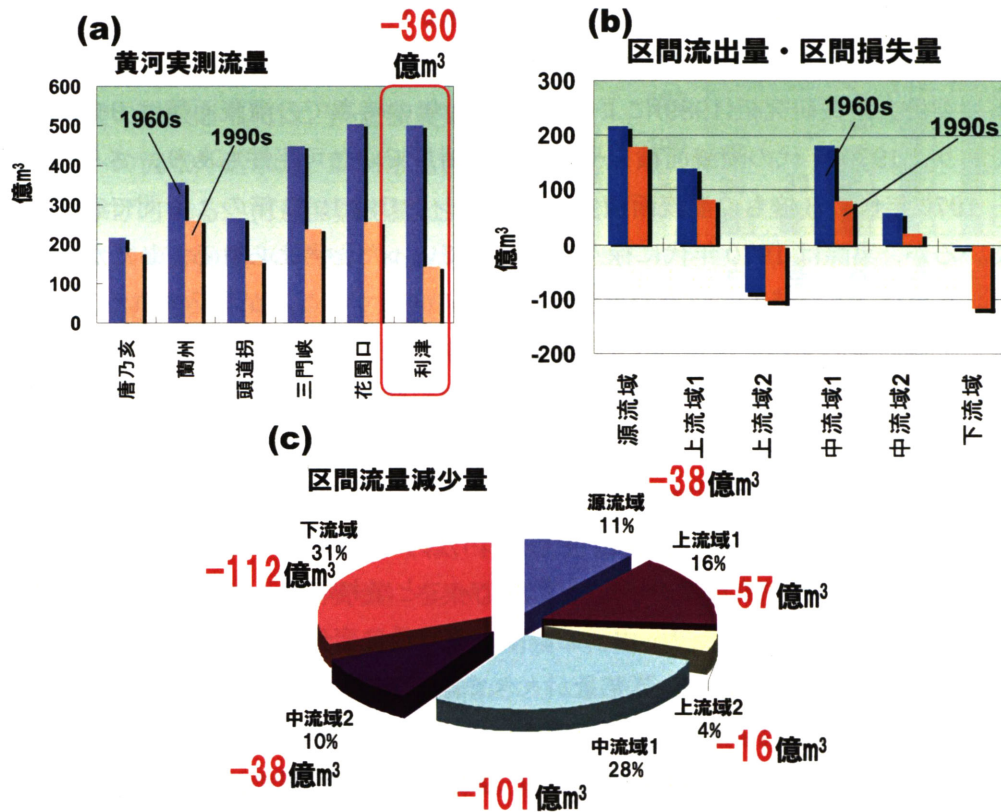


図 15 黄河断流のメカニズム(1)

図 15aは、1960年代と1990年代の黄河流域の主要水文観測所における実測流量の変化を示している。この図から、この40年間の間に、すべての流量観測点で黄河の流量が減少しており、下流域末端の利津では、360億m³も流量が減少したことがわかる。図 15bは、図 2に示される各流域区間からの区間流出量の変化を示している。なお、黄河流域では、上流域2（蘭州～頭道拐間）と下流域（花園口より下流側）では、区間内からの流出量はなく、上流側から供給される水を消費するため、区間流出量がマイナスの値になっている。したがって、この絶対値が各区間の区間損失量に相当する。図 15bの結果から、黄河への供給水量（区間流出量）は、源流域・中流域1・上流域1の順で多いが、中流域1からの区間流出量の減少量が最も大きいことがわかる。一方、区間損失（消費）量については、上流域1では、1960年代から1990年代までほぼ100億m³であるのに対し、下流域では、1960年代から1990年代の間に水の消費が増加している。この結果は、1960年代から1990年代の黄河流量の変化に対し、黄河上流域の影響は小さいことを示唆している。図 15cは、1960年代とから1990年代までの間の各流域区間内からの区間流出（損失）の変化量を示しており、この40年間の流量減少（360億m³）の内訳が、下流域での水消費112億m³（31%）

と下流域への供給水量の減少 248 億 m^3 (69%)となり、区間流出が最も減ったのは中流域 1 (101 億 m^3) であることがわかった。

4.2. 黄河流域でいつ水が減ったのか？

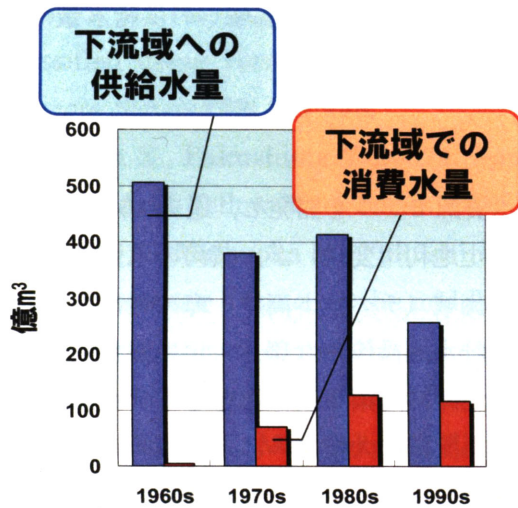


図 16 黄河断流のメカニズム (2)

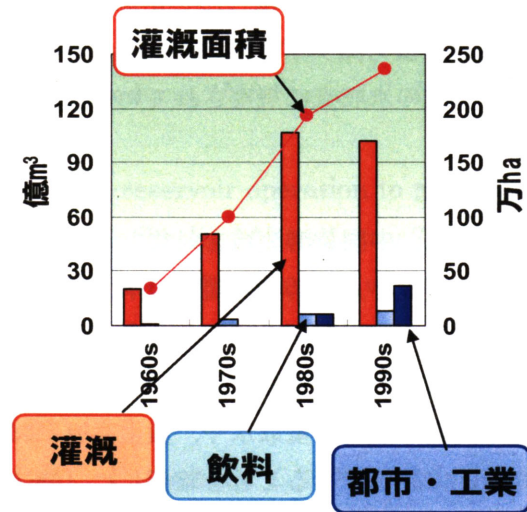


図 17 下流域での水消費量の内訳

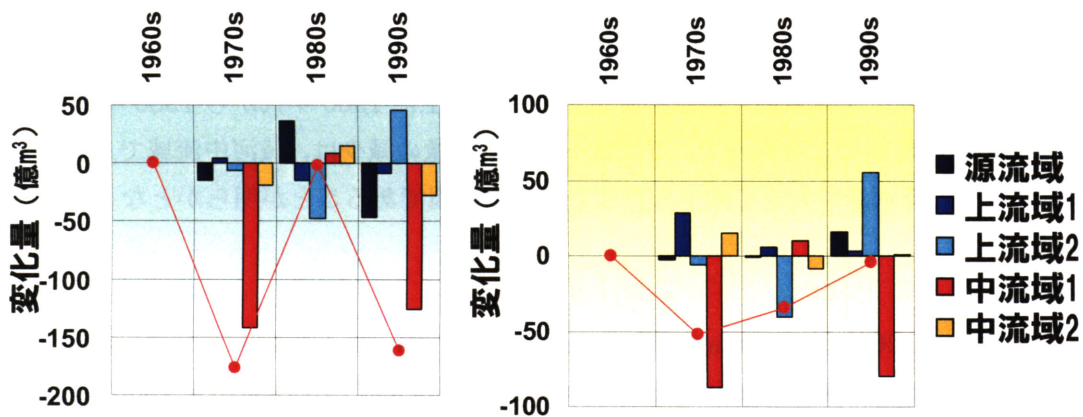


図 18 黄河源流域から中流域までの水収支要素の変化

(a)降水量, (b)蒸発散量

図 16 は 1960 年代から 10 年ごとの下流域への供給水量と下流域内での消費水量の変化を示している。この図から、下流域への供給水量は 1970 年代と 1990 年代に大きく減少し、下流域内での消費水量は 1960 年代から 1980 年代にかけて増加したことがわかる。このうち、下流域内での水消費量は、図 17 から主に灌漑面積の増加に伴う灌漑取水の増加による影響が大きく、灌漑水量は全消費水量の 64.4~85.7%を占めることがわかった。一方、下流域への供給水量の減少については、降水量の減少と蒸発散量の増加の影響が考えられたが、黄

河源流域から中流域までの水収支要素の変化を解析した結果、黄河中流域 1 の区間における 1970 年代と 1990 年代の降水量減少の寄与が大きく、それ以外の区間の降水量や蒸発散量の変化の影響は小さい（相殺される）ことがわかった。また、黄河中流域では、3.4.で述べたように降水量のほとんどが蒸発する水収支構造になっているので、降水量が減少すると蒸発散量も減少する結果が得られた。これらの結果は、黄河下流域への供給水量は、黄河中流域の水収支に規定されていることを意味している。

5.おわりに

ここでは、中国黄河流域を対象として、水文・水資源モデルを開発し、過去 40 年間にわたる気候変動と人間活動（灌漑取水・貯水池制御・土地利用変化）が、黄河の水資源に与える影響について解析を試みた。その結果、黄河源流域（チベット高原）寒冷地における近年の気候変動の影響や、大型ダムによる人為的な貯水池操作の影響、大規模灌漑農地における河道からの大量取水や、黄土高原における水土保持対策事業の影響をモデルによって定量的に評価できることを確認した。特に、黄河上流域の大型ダムにより黄河流量の季節変化パターンが大きく変化していることや、寧夏や内蒙古自治区の灌漑消費水量が過去 40 年間にわたってほとんど変化していないこと、黄土高原の大規模な土地利用の改変（植生回復）の影響や、急激な降水量減少が黄河中流域に深刻な水不足を引き起こしつつあることなどが明らかになった。さらに、黄河断流のメカニズムとしては、下流域内での水消費量増加の寄与が約 30%で、残りの 70%は、下流域に供給される河川流量の減少によることがわかった。また、下流域内での水消費量の増加は、主に 1960 年代から 1980 年代にかけての灌漑面積の増加によるもので、下流域への供給水量の減少は、黄河中流域で 1970 年代と 1990 年代に降水量が大きく減少したことが主要な要因であることが明らかとなった。

引用文献

- Biftu G., Gan T. 2000. Assessment of evapotranspiration models applied to a watershed of Canadian prairies with mixed land-uses. *Hydrological Processes* 14: 1305-1325.
- 黄河水利委員会治黄研究組 1989. 黄河の治水と開発. 芦田和男監修, 馮金亭・匡尚富訳, 古今書院.
- 近藤純正 1998. 種々の植生地における蒸発散量の降水量および葉面積指数への依存性. *水文・水資源学会誌* 11:679-693.
- 近藤純正・徐建青 1997. ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度. *天気* 44: 875-882
- Li H. 2003. Water use and water saving in Yellow River Irrigation Areas. Proceedings of 1st International Yellow River Forum on River basin Management. The Yellow River Conservancy Publishing House. pp322-327.
- Liu C., Xia J. 2004. Water problems and hydrological research in the Yellow River and the Huai and Hai river basins of China. *Hydrological Processes* 18: 2197-2210. DOI:

10.1002/hyp.5524

- Ma X., Fukushima Y. 2002. Numerical model of river flow formation from small to large scale river basins. In *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*, Singh VP, Frevert DK (eds). Water Resources Publications: Highlands Ranch, CO; 433–470.
- Matsuoka M., Hayasaka T., Fukushima Y., Honda Y. 2007. Land cover in East Asia classified using Terra MODIS and DMSP OLS products. *International Journal of Remote Sensing* **28**: 221-248.
- Sato Y., Ma X., Fukushima Y. 2007a. Application of a reservoir operation to the upper reaches of the Yellow River basin. *YRIS (Yellow River Studies) News Letter* **7**: 9-12
- Sato Y., Ma X., Matsuoka M., Fukushima Y. 2007b. Impacts of human activity on long-term water balance in the middle-reaches of the Yellow River basin. Changes in Water Resources Systems: Methodologies to Maintain Water Security and Ensure Integrated Management. *LAHS Publ.* **315**: 85-91
- Sato Y., Ma X., Xu J., Matsuoka M., Zheng H., Liu C., Fukushima Y. 2007c. Analysis of long-term water balance in the source area of the Yellow River basin. *Hydrological Processes* **21**: DOI:10.1002/hyp.6730.
- 席家治. 1999. 黄河水资源. 黄河水利出版社

編集・発行 平成 20 年 2 月 1 日
大学共同利用機関法人 人間文化研究機構
総合地球環境学研究所
黄河プロジェクト 福 嶋 義 宏
〒603-8047 京都市北区上賀茂本山457番地4
Tel : 075- 707- 2230 Fax : 075- 707- 2506
E-mail : YRIS@chikyu.ac.jp
ホームページ <http://www.chikyu.ac.jp/yris/>

