

流域開発や気候変動の影響を考慮した
陸域水循環モデルの構築

－中央アジア域を対象として－

平成 26 年

峠 嘉哉

論文要旨

本研究が掲げる陸域水循環の対象とは、降水から蒸発するまでの流域の陸域における一連のプロセスである。降水後の植物による遮断、地下水流動、植物からの蒸散、地表面からの蒸発、河川流動といった各プロセスに加えて、近年では灌漑による取水も水循環を変化させる重要なプロセスの一つとして認識されている。

モデル構築には、科学的興味、社会的需要の双方に目的がある。まず科学的興味として、流域内の水の流れには現在でも不明な点が多く、全て物理モデルによって説明することは水文学における究極的な目標の一つと言える。本研究が対象としたアラル海、カスピ海は内陸湖であり、流域全体の水の流れの最終到達点である。そのため、流域全体の陸域水循環の影響を受け、アラル海であれば流域での収奪的な水利用の結果がその面積変化によって可視化されている。灌漑地における人為的な水操作を考慮した流域全体の定量的な水循環解析により、これらの面積変動の再現を試みることで流域内の水循環の解明に繋げる。

加えて社会的需要としては、持続可能な水管理へ向けた科学的基礎情報として有用である。近年、世界の各地で水資源問題が顕在化しており、人口増加に伴う水需要量の更なる増加が危惧されている一方で、水資源供給は気候変動という不明瞭なリスクを抱えている。科学的根拠に基づいた持続可能な水開発の実現が急務であり、科学には持続可能な利用の幅を示すことが求められている。

そこで本研究では、陸域水循環モデルの構築を試み、過去から将来に渡る水循環の変動を中央アジア域を対象に行った。構築したモデルは、陸面過程モデルによる流域全体の水熱収支解析を主体として、現地観測によって改良された灌漑モデル、河道流下過程、内陸湖の消長モデルを結合している。これらは全て物理モデルを主体としているため、従来の統計的な手法では困難であった気候変動の影響予測や今後の水開発による周辺環境への影響を定量的に推定できる。灌漑活動も考慮しているため水資源量だけでなく水需要量の変化を予測でき、人為的な活動が水循環に及ぼす影響を再現できる。

対象流域は、”20世紀最大の環境問題”とも言われる水資源問題が発生したアラル海流域と、20世紀に原因不明の激しい水位変動があったカスピ海流域である。アラル海流域では、ソ連期に流域で行われた大規模な灌漑計画を原因として、下流では数百万人に被害を与える深刻な渇水が発生しており、アラル海はかつての10%以下の水量にまで縮小した。流域では持続可能な水利用計画の作成が急務であり、その計画を支える科学的根拠として使用可能な水資源量と水需要量の推定が必要である。カスピ海流域では、20世紀に1978年前後を境とした急激な水位低下と水位上昇が報告されている。水位低下時には、船舶の航行障害や生態系の崩壊、水位上昇時には洪水被害が発生した。今後の水位変動を予測す

るために、物理モデルによる過去の水位変動の原因究明と気候変動の影響評価が必要である。

本論文の構成は、第 1 章において背景及び目的を述べ、第 2 章で中央アジアの実情についてアラル海、カスピ海の順に概説する。第 3 章で陸域水循環の構成について述べ、その際に問題となった山岳域における水熱収支解析について第 4 章で述べる。第 5,6 章では、モデルをそれぞれアラル海流域、カスピ海流域に適用した結果を示し、第 7 章で結論を述べる。

第 4 章の山岳域の水熱収支解析では、従来のモデルにおいて課題であった融雪期を早期評価する傾向について、その原因を探るための種々の数値実験を行った。具体的には、従来は気象強制力のうち気温と気圧のみに行っていた標高補正を、下向き長波放射と比湿についても検討した。加えて、山岳域での解析において、1km から 20km までの空間解像度の違いによる出力結果の違いを考察した。その結果、気象強制力のメッシュ内の代表性と、氷河域の最低標高値が解析結果に大きく影響を与えることが分かった。そこで、低解像度の解析においても高解像度の解析結果を考慮するために標高モザイクスキームを構築し、その効果を検討した。しかし、これらの手法は一定の効果を示すものの、融雪の早期評価は解決しなかった。今後はどの時期にどの標高帯からの融解が多いかということ衛星解析と比較しながら物理モデルによって再現する必要がある。

第 5 章のアラル海流域における解析では、まず現地で行ってきた定点集中観測の結果を紹介した。観測はウズベキスタン国内で気候帯や地質条件の異なる二つの試験農場において 3 年間に渡り行っており、現地農家によって経験的に行われているという灌漑規則や、それによる塩害化の影響解明を目的とした。灌漑規則として得られた一年間の灌漑回数や、灌漑後に最低土壌水分量まで下がる期間等を基に灌漑スキームの改良を行ったところ、流域全体への適用時には、灌漑回数や灌漑必要水量に関して現地で得られた資料と整合した結果を得た。

次に、アラル海流域全体の陸域水循環解析から過去の水収支の再現を行った。その際には、過去の灌漑面積の拡大やカラクム運河からの取水量を過去の統計データや報告値を基に推定し、モデルに反映させた。その結果、結合していたアラル海消長モデルによって解析された過去のアラル海面積の経年的な縮小を再現でき、水需要量や水資源量も種々の報告値と整合していた。さらに、当流域において水開発に関する応答分析と気候変動の影響評価を行った。応答分析では、水路の運搬効率、畝間灌漑の点滴灌漑への改良、灌漑面積の縮小の 3 つの仮想的なシナリオ下での予測されるアラル海面積を推定した。その結果、1960 年からの 40 年間で増加した灌漑面積のうち、25%を削減することによる水資源節約効果は、水路の運搬効率の 5%の改善もしくは 1/3 の灌漑地を点滴灌漑に改良することにより実現できることが分かった。次に、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S を用いた気候変動の影響評価を行った。その結果、降水量の増加と蒸発

散量の増加の幅が同程度であるため水資源量に大きな変化がない一方、灌漑地からの蒸散量が増加するために水需要量は確実に増加し、現在より水需給は逼迫することが分かった。加えて、降水量は増加するものの、気温の増加によって降雪量は減少するため、現在よりも融雪期が早まることが示唆された。当流域では水資源量の大半が山岳域に冬季に発生する雪であり、それが夏季に融解することによって灌漑水が賄われているため、融雪期の早期化によって夏季の渇水はより深刻化するものと予想された。

第6章のカスピ海流域における水収支解析では、過去の水位変動の陸域水循環モデルによる再現を試みた。その際には、流域にモスクワ等の大都市が含まれるため生活用水と工業用水を人口分布データとFAOの統計値によって推定した。加えて、カスピ海からの唯一の排水先となっているカラボガズゴル湾への流出量も、種々の統計値・報告値や水面面積の変化から予想される蒸発量とを比較し与えている。その結果、1978年を境としたV字の水位変動を再現することができなかった。入力的气象データには解析期間を通して大きな変化は見られなかったためである。しかし気候変動予測結果では、カスピ海への流入量は上流域での降水量増加と蒸発量増加が同時に見込まれたために大きく変化しなかったものの、カスピ海上からの蒸発量が世紀末気候下で大きく増加するために、カスピ海水位は最終的に20世紀の最低値を下回るほどに低下すると推定された。

最後に、第7章では本論文を総括すると共に、今後の展望を示している。

第1章	序論	
1.1	本研究の背景と目的	1
1.2	陸域水循環モデル	2
1.3	対象領域	3
1.4	論文の構成	5
第2章	中央アジア	7
2.1	アラル海流域	7
2.1.1	流域の概要	7
2.1.2	農業	10
2.1.3	気候変動	13
2.1.4	国際問題	14
2.2	カスピ海流域	15
2.2.1	流域の概要	15
2.2.2	カスピ海の水位変動	17
第3章	陸域水循環モデル	18
3.1	陸域水循環モデルの構造	18
3.2	陸面過程	19
3.2.1	陸面過程モデル SiBUC	19
3.2.2	緑地サブモデルの概説	20
3.3	灌漑スキーム	22
3.3.1	灌漑スキームの概説	22
3.3.2	灌漑効率の反映方法	23
3.4	流出過程モデル Hydro-BEAM	24
3.5	流域水収支計算方法	26
3.6	使用した入力データ	27
3.6.1	気象強制力	27
3.6.2	バイアス補正手法	28
3.6.3	地表面条件	28
第4章	山岳域における水熱収支解析	30
4.1	序論	30
4.1.1	山岳域の水収支解析の重要性	30
4.1.2	陸面過程解析上の課題と本章の目的	30
4.2	対象流域	31
4.2.1	ザラフシャン川流域	31
4.2.2	解析手法と現状の解析結果	31
4.3	気象強制力の標高依存性について	33

4.3.1	下向き長波放射の標高補正	33
4.3.2	比湿の標高補正	35
4.4	空間解像度に関する検討	36
4.4.1	解析条件	37
4.4.2	異なる空間解像度による解析結果間の比較	38
4.4.3	高解像度解析での現状と課題	39
4.5	標高モザイクスキームの検討	40
4.5.1	標高モザイクスキームについて	40
4.5.2	解析結果	41
4.6	結論	41
第5章	アラル海流域への適用	43
5.1	序論	43
5.1.1	背景	43
5.1.2	本章の目的	44
5.2	灌漑地における集中定点観測	44
5.2.1	集中定点観測の目的と概要	44
5.2.2	観測地点について	45
5.2.3	観測結果	47
5.2.4	モデルの改良・解析結果	48
5.2.5	流域全体への適用性評価	50
5.2.6	結論	51
5.3	陸域水循環解析の流れと計算条件	51
5.3.1	解析の流れ	51
5.3.2	計算条件	52
5.4	過去のアラル海流域における水収支解析	55
5.4.1	入力気象データについて	55
5.4.2	灌漑面積と灌漑効率	57
5.4.3	アラル海流域における過去の水循環解析結果	59
5.4.4	農業水利用に関する応答分析	63
5.4.5	考察	64
5.5	気候変動影響予測	65
5.5.1	入力条件	65
5.5.2	将来予測結果	66
5.6	結論	67
第6章	カスピ海流域への適用	69
6.1	序論	69

6.1.1	背景	69
6.1.2	既往の研究と本章の目的	69
6.2	解析の流れと計算条件	70
6.2.1	解析の流れ	70
6.2.2	計算条件	71
6.3	過去のカスピ海流域における水循環解析	74
6.3.1	入力気象データについて	74
6.3.2	灌漑面積と灌漑効率	75
6.3.3	カスピ海流域における過去の水循環解析結果	76
6.3.4	考察	80
6.4	気候変動影響予測	83
6.4.1	入力条件	83
6.4.2	解析結果	85
6.5	結論	87
6.5.1	過去の再現計算について	87
6.5.2	気候変動影響予測について	87
第7章	終章	88
7.1	まとめ	88
7.2	今後の展望	90

参考文献

謝辞

第1章

序論

1.1 本研究の背景と目的

1995年、当時世界銀行の副総裁であったイスマル・セラゲルディンは「21世紀は水をめぐり争いの世紀になるだろう」と予測し、その言葉を裏付けるかのように世界の各地で水不足や水紛争が発生し、近年では水の世紀という言葉が世間にも浸透し始めている。2002年に行われた通称ヨハネスブルクサミットと呼ばれる「持続可能な開発に関する世界首脳会議」において、水資源は持続可能な開発を実現する上での重要な要素 WEHAB (Water, Energy, Health, Agriculture and Biodiversity)の一つに挙げられた。対策を取らなければ2025年までに世界人口の3分の2が深刻な水不足に直面すると予測され、より改善された流域管理の必要性が叫ばれた。しかし、その後10年が経過した現在でも水資源問題は各地で深刻化している。かつて水問題はローカルな問題と認識されていたが、2006年にオーストラリアで発生した観測史上最悪と言われる大干ばつの結果として世界的に小麦価格が高騰したように、高度に複雑化した現代社会において水問題はグローバルに影響する問題でもある。水資源は人類の発展に不可欠な重要な資源の一つとして、その持続可能な管理が重要な課題となっている。

水資源は太陽エネルギーによって循環する再生可能資源である。1987年に提出されたブルントラント委員会による報告書“**Our common future (我ら共有の未来)**”において、循環型社会の形として再生可能資源 (renewable resource) は環境の補給能力の範囲内で使用するべきとされた。しかし、従来までに行われてきた現実の水資源管理は、「必要な量を使用する」という需要ベースの管理であり、結果として世界各地で水資源問題や環境破壊を進行させてきた。今後は持続可能な利用に向けて地下水であれば毎年の涵養量、ダム操作であれば年間流入量というように「毎年供給される水量」を上限とした供給ベースの管理が必須である。

しかし、水資源供給量や需要量は気候変動という不明瞭なリスクを抱えており、人口増加は需要量の増加に拍車をかけると予想される。このように流動的な自然現象・社会情勢に対応しつつ持続可能な開発を実現するためには、合理的判断を裏付ける科学的根拠が必要である。現在、特に発展途上国において、水資源管理は河川流量等の統計的な手法に基

づいたものが主流である。統計データは、観測のコストが必要であるが簡便に必要な情報を入手することができるが、気候変動による気温上昇（蒸発散量増加）や降水量の変化が見込まれる場合の水資源量・水需要量それぞれの増減、今後計画される水開発が水循環へ与える影響、氷河が消失した際の河川流況の変化といった、現実に水管理を行う上で必要な様々な仮想的なシナリオに対して定量的な情報を示すことはできない。そこで本研究では物理モデルからなる陸域水循環モデルの構築を過去の水循環の再現計算の中から試み、水循環全体への理解を踏まえた上で人為的な水開発や気候変動が流域の水循環に与える影響について定量的な推定を試みた。

1.2 陸域水循環モデル

流域内に降った降水は、植物上での降水遮断、積雪融解過程、地下水流動、植物からの蒸散や水面からの蒸発、河道流下といった諸々の過程を経て、最終的には外洋に到達するか蒸発として大気に返される。その中で人為的な灌漑取水等によって流路や蒸発量分布が変化されることも現実的には陸域の水循環を変える重要な水文過程と言える。本研究における陸域水循環の対象は、以上のような降水後に起こる流域内での一連のプロセスである。

元々これらの水循環を全て解明することは水文学における究極的な目標の一つとして科学的に取り組みられてきた重要な課題であるが、非常に困難な課題でもある。一般に観測されている水文データは降水量と河川流量であるが、降水量は一地点のみの水文情報であり、河川流量は上流側の全ての水文過程の集積的結果である。一方で、水循環モデルでは広域の領域内で発生する大小様々なスケールの水文過程について一つ一つ物理的に解析する必要がある。実際には広域でそれぞれの過程を正しく検証し調整することは難しく、入力データや計算資源等にも様々な制約があるためにモデル化に限界があり、目的や対象とする現象に合わせたモデルの単純化が必要となる。

本研究では前節で述べたように、持続可能な開発へ向けた水資源管理への一助とすることを目的として気候変動や人為的な水開発の影響を考慮できる水循環モデルの開発を目指している。以上を踏まえて、下記の方針を基にしたモデル化を進める。

・流域スケールの水循環を忠実に表現すること

水文解析の対象には狭域から広域まで様々なスケールのものがあり、近年では全球さえもを対象とした陸域水循環モデルの構築も進められている。通常、モデル構造は対象領域のスケールや使用可能なデータによって生じる技術的制約と解析目的の間のすり合わせの中で決定される。狭域での解析ではローカルな現象を対象した詳細で複雑な水文過程を考慮できるが、より広域スケールの水循環による影響がある場合には考慮できない。よって、

広域での解析では使用できるモデルが限定され、より単純化されたモデルが求められるが、流域全体やより広域の水循環を対象とするからこそ科学的根拠としての価値が認められることもある。

本研究では、流域の水資源管理に向けた水循環モデルの構築を目指しているため、利水・集水の最大スケールである流域スケールを対象とし、流域内の水循環を忠実に表現するモデルの構築を目指す。実際には、本研究で用いた同様の陸域水循環モデルは Doll et al. (2002)や Hanasaki et al. (2008), 小槻ら(2012)のように全球にも適用可能である。これらのモデルでは世界中の主要河川において精度が保証され、地域間の違いについても様々な傾向を捉えているが、個々の流域における水循環解析の精度向上を目指しているわけではなく、特に乾燥域や山岳域において精度が下がるという課題を持っている。特定の流域に特化した本研究において得られた陸域水循環上の知見は、全球を対象とした陸域水循環モデルの改善にも貢献できると期待される。

・灌漑地での水利用を考慮できること

灌漑地における水使用量は特に発展途上国において水需要量の大部分を占めており、持続可能な形で開発を計画すべき最大の対象である。今後この需要量の予測を行うためには、農地開発による灌漑面積の増加だけでなく、気候変動による降水量の変化や気温上昇に伴う蒸発散強度の増加によって統計資料から得られる単位面積当たり水使用量等を使う事はできず、物理モデルでの表現が必要である。灌漑規則は気候や作物によって大きく異なり強い地域性を持つため、地域ごとの特徴を反映させるべきであるが、先に挙げた諸々の陸域水循環モデルでは灌漑スキームを主に先進諸国における農業的知見に基づいて設定しているため、乾燥域のように発展途上国である場合が多い地域で灌漑規則を正しく反映できているかは不明である。

また、灌漑効率も水需要量の推定には重要な要素であり、例えば灌漑効率が 50%である場合には灌漑地で必要な水量の 2 倍を取水することを意味している。特に乾燥域では水面からの蒸発強度が大きく、発展途上国で水路等が不整備な場合には漏水による水損失が増加する。

そこで本研究では、現地試験農場における現地観測や現地資料に基づいて灌漑スキームを変更する。モデル内の灌漑規則に現地調査によって明らかにした知見を反映させることで、灌漑効率の表現方法や現地で実際に行っている灌漑手法をモデルに反映した。

1.3 対象領域

本研究の対象は中央アジアである。中央アジアはユーラシア大陸の中心部に位置し、内

陸性の強い乾燥した気候が領域の広い範囲で見られる。大陸の中心という地形的特性から、古来はシルクロードの中心地として栄え、13世紀のティムール王朝の最盛期にはその中心都市であるサマルカンドが世界の中心として栄えた。その栄華は現在でも数々の遺跡として残され、当時の権力の強さや文化水準の高さを推し量ることができる。我が国においても、仏教の伝来に加え、遺跡の装飾や過去の宝物の中からシルクロードを通して伝来した数々の影響が残されている。近年では“第二のペルシャ湾”とも呼ばれるカスピ海を始めとして、ウズベキスタンやトルクメニスタンにおける化石資源・鉱物資源にも注目が集められている。特にカザフスタンは広大な国土に豊富な資源を有し、資源の埋蔵量が石炭でオーストラリアに次ぐ世界第7位、原油で世界第9位、ウランで世界第3位と推定される【宮田, 1999; 二宮, 2009】。

中央アジアには、外洋から遠く隔絶された地形によりカスピ海、アラル海、バルハシ湖、イシククル湖といった内陸湖が多く点在している。ここで内陸湖とは、外洋に流れ出す河川を持たず、河川からの流入水や降水として加えられる水量と表面からの蒸発量の釣合いによって水量が維持されている湖のことである。内陸湖では外洋に水が流出することが無いために流域にもたらされた降水はいずれ流域内で蒸発するため、流域全体の水収支の変化は最終的に内陸湖の面積・水量変化として顕在化する。近年では人口増加に伴う取水量の増加が各地で顕著であるため、上記に挙げた内陸湖のうちカスピ海を除いた全てが縮小傾向となっている。これらの現象は湖上のみではなく流域全体における水管理や気候変動の結果であり、アラル海であれば上流域での収奪的な水利用の結果が、その面積変化によって可視化されている。Rodionov (1994)は、流域面積が十分に大きく流域内の局所的な変動の影響を受けない場合には、内陸湖はその消長が数十年やより長期の気候・人為的条件の変化を示す指標となるとしているが、カスピ海の水位変動の原因については現在もなお原因が不明であることから、実際には流域全体の水の流れを追うことはとても難しい課題である事が分かる。そのため、物理モデルによる陸域水循環の解明によって内陸湖の消長が表す意味を理解することが重要であると共に、陸域水循環モデルによる水収支解析の検証のために有用な地域であるとも言える。

本研究では、中央アジアの内陸湖であるアラル海とカスピ海流域を対象に陸域水循環解析を行う。アラル海はウズベキスタンとカザフスタンの国境に位置する内陸湖で、1960年時点では世界で4番目に大きい湖であったが、ソ連期に流入河川において行われた大規模な灌漑取水の結果として数百万人に被害を与える深刻な渇水が発生し、現在では面積、水量をそれぞれ25%、10%にまで縮小させた。その渇水問題のスケールの大きさは世界に類を見ないものであり、21世紀最大の環境問題とも言われている。一方、カスピ海は世界最大の内陸湖であり、周辺地域では漁業、水運、化石資源等の様々な点から産業の中心となっている。しかし、カスピ海は20世紀に原因不明の急激な水位変動があり、その結果

として水位上昇時には洪水被害，水位低下時には生態系や水運に障害が起こった．今後の水位がどのように変化するかは周辺地域にとって重大な関心事であるが，過去の水位変動の原因が不明であるために予測が難しく，現状の予測も研究によってばらつきの大きい結果が示されている．

1.4 論文の構成

本論文は，陸域水循環モデルの構築を行い，中央アジア域において水開発や気候変動の

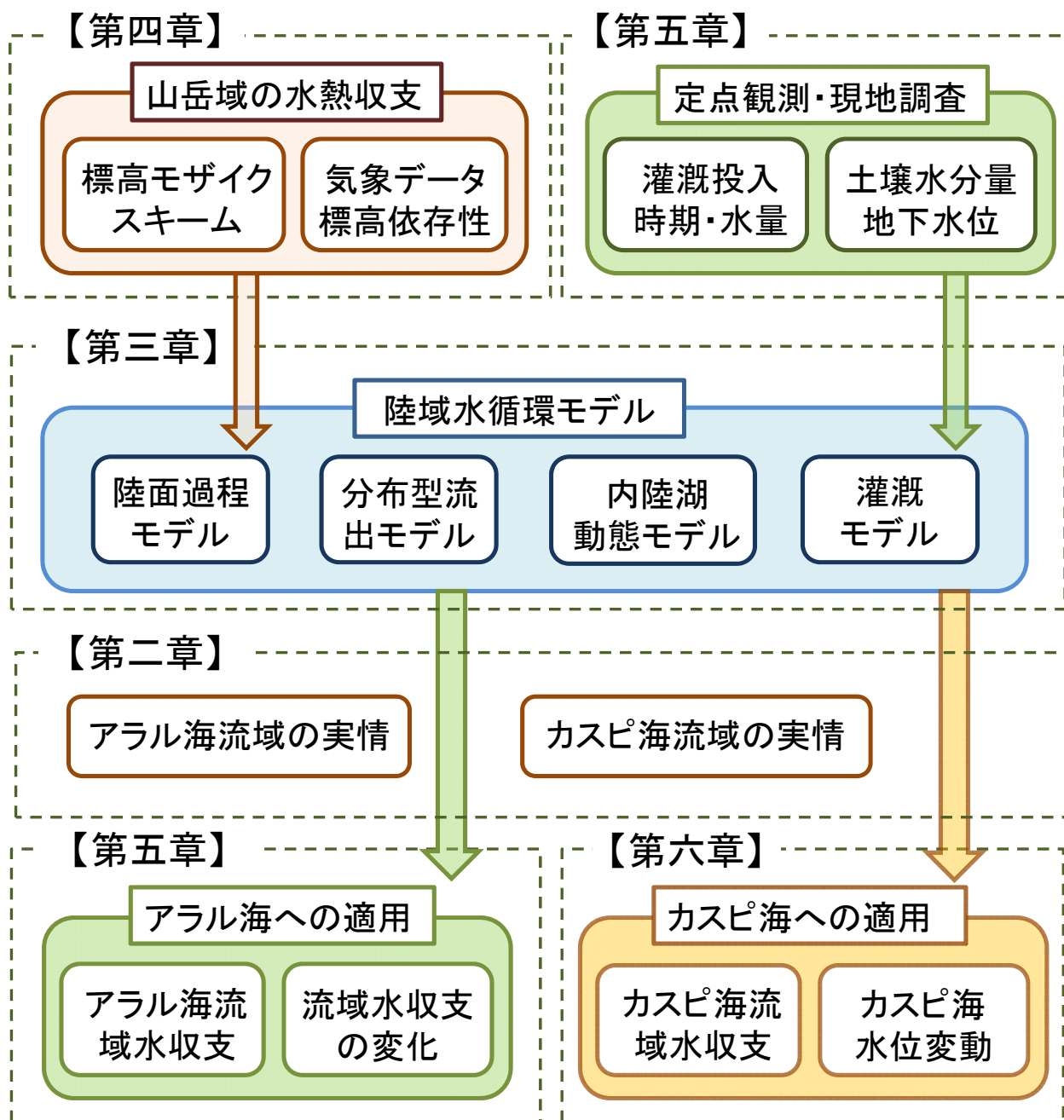


図 1.1 本論文の構成

影響を定量的に推定するもので、7章より構成される。図 1.1 に論文の構成を示す。

第 1 章では、本研究の背景及び目的を述べる。

第 2 章では、中央アジアの実情についてアラル海、カスピ海の順に概説する。

第 3 章では、陸域水循環の構成について述べる。

第 4 章では、山岳域における水熱収支解析について、山岳域の特殊な熱的条件をモデル内で考慮する方法について考察した。その後の陸域水循環解析に反映している。

第 5 章では、アラル海流域における集中定点観測の結果から得られる灌漑スキームの改良と、流域全体への適用結果について述べる。

第 6 章では、カスピ海流域における陸域水循環モデルの適用結果を述べ、水位変動の再現と将来気候下での予測を行う。

最後に第 7 章において本論文を総括すると共に、今後の展望を示す。

第2章

中央アジア

2.1 アラル海流域

2.1.1 流域の概要

アラル海はユーラシア大陸の中央部に位置した内陸湖で、流域面積は約 180 万 km² に達する (図 2.1)。流域内には西部山岳域のキルギス、タジキスタン、乾燥域のカザフスタン、ウズベキスタン、トルクメニスタン、アフガニスタンに流域南部のイラン北部を含めた 7 カ国が立地する。

アラル海への流入河川は流域東部の山岳域を上流とするシルダリア川とアムダリア川のみであり、それぞれの流域面積は 40.3 万 km²、53.4 万 km² である。シルダリア川の上流は天山山脈の西部を流下するナリン川で、中流部に至りカラダリア川と合流してシルダリア川に名前を変える。中下流域では灌漑地帯であるフェルガナ盆地やキジルクーム砂漠



図 2.1 アラル海流域 [AQUASTAT]

を貫流し、最終的には南北アラル海の境界部であるベルグ海峡付近より北アラル海に流入する。一方、アムダリア川の上流はヒンドークシュ山脈を上流とするパンジ川で、パミール高原を上流とするヴァクシュ川と合流することでアムダリア川に名前を変える。中下流域ではカラクム砂漠を流れ、ウズベキスタン西部のカラカルパスクタン共和国内で広大なデルタ域を形成し、最終的には南アラル海に南部から流入する。中流域のブハラ近郊では、タジキスタン国内のパミール盆地を上流端とする Zaravshan 川がかつては流れ込んでいたが、現在では流域の灌漑取水の影響で 200km 程度断水した。現在では、断水区間に新たに建設されたアムブハラ運河を用いてアムダリア川から水が導水されている。この地域では歴史的にオアシス農業が盛んであり、アムダリア川デルタには 5000 年前の灌漑の痕跡が残されている[帯谷ら, 2012]。

アムダリア川中流域のトルクメニスタン領には世界最大の灌漑運河であるカラクム運河の取水地点がある。カラクム運河は 1958 年より建設され、現在では約 1300km に達し、トルクメニスタンの乾燥域を東西に貫流している。トルクメニスタンは非常に乾燥した気候であるため、カラクム運河建設以前はオアシス農業が行われていたムルガブ川やテジャン川等のデルタ地帯以外では灌漑に適さない地域であった。しかしカラクム運河の建設によって灌漑計画が推し進められ、計画以前には 1660km² であった周辺地域の灌漑面積は 1992 年時点で 7000km² に達した。ソ連崩壊後にウズベキスタン、トルクメニスタン両国間で水資源を巡る深刻な対立があり、その結果として現在ではアムダリア川の水資源量を両国間で等分するという規定がある。そのためカラクム運河からは年間約 12Gt が配分として取水されると報告されるが、実際にはより多くの水が取水されているというウズベキスタン側の研究者もいるという[ピアス, 2008]。

これらの河川流域には、ソ連期に多くのダムが建設された。その総貯水量はアムダリア川流域で 17Gt、シルダリア川流域で 27Gt である。主要なダムを表 2.1 に示す。キルギスに位置するトクトガルダムは流域内最大の貯水量を誇り、ソ連期には夏季の灌漑を目的とした操作が行われていた[Micklin, 2000]。タジキスタンは、アムダリア川のヴァクシュ川に位置するヌレクダムの上流にログンダムを建設中である。ヌレクダムは現在世界で最もダム堤高の高いダムとして知られているが、ログンダムはそれを上回る計画である。この

表 2.1 中央アジアの主要なダム

		Capacity (km ³)		river	construct	Country
		Full	Effective			
Syrdarya	Toktogul	19.5	14	Narin	1982	Kyrgyz
	Kayrakum	4.16	2.6	Syrdarya	1959	Tajikistan
	Chardara	5.7	4.7	Syrdarya	1968	Kazakhstan
	Charvak	2.6	1.58	Chilchik	1977	Uzbekistan
AmuDarya	Nurek	10.5	4.5	Vakhsh	1979	Tajikistan
	Tuyamuyin	7.8	5.27	AmuDarya	1980	Uzbekistan Turkmenista

ダム建設により、タジキスタン側がアムダリア川の流量を現在以上に管理できる状況となるため、それを警戒したウズベキスタンが国境を封鎖するなど激しい抵抗を見せる等、深刻な国際問題となっている。

アラル海は1960年時点において、面積・貯水量それぞれ67500km²、1000Gt以上を誇り、世界で4番目に大きい内陸湖であった。当時の深度は最深部で53m程度であるが大部分は10m以下であり、広く浅い湖であった。河川のデルタ地帯も含めた周辺地域には多様な生態系が見られ、世界的にペリカン等の渡り鳥の中継地・繁殖地として重要視されて



(a) 1977年9月1日

[USGS Earthshots]



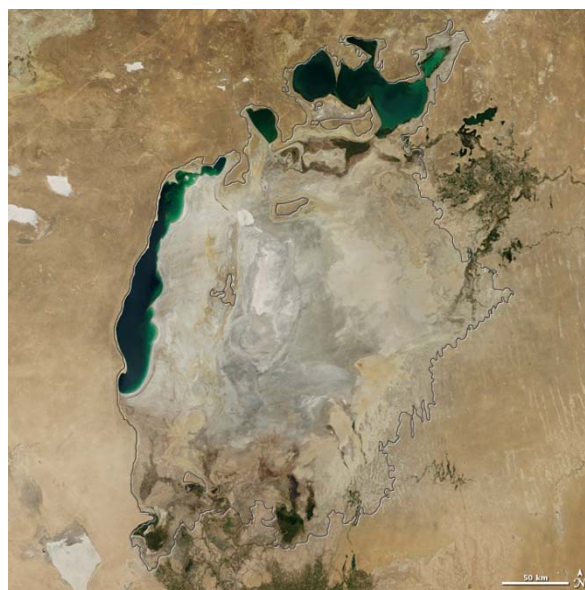
(b) 1998年9月18日

[USGS Earthshots]



(c) 2004年8月16日

[NASA Earth Observatory]



(d) 2014年8月19日

[NASA Earth Observatory]

図 2.2 アラル海領域の変化

いた[ピアス, 2008]. 当時は湖表面からの蒸発量と河川からの流入量が拮抗していたために、季節変化は見られるものの長期的には一定の面積を保っていた。

しかし、20世紀後半よりアラル海の流入河川流域においてソ連が進めた“自然改造計画”と呼ばれる大規模な灌漑計画により、広大な綿花農場が建設された。水源となったアムダリア川、シルダリア川では急激に流量が低下し、1980年以降では断流する年も増えた。流入量が急激に減少したことでアラル海は急激に縮小し、かつての面積と貯水量と比べて近年ではそれぞれが25%、10%に減少し、現在も縮小を続けている(図2.2)。2014年の夏には、ついに南の大アラル海が消失してしまったことをNASAによる衛星画像が示し話題となった[NASA Earth Observatory, 2014]。アラル海の縮小に伴う乾燥化や湖中の塩分濃度の上昇によって、周辺地域の生態系は致命的に崩壊し、過去に栄えた漁業も衰退し周辺都市で人口減少をもたらした。加えて、干上がったかつての海領域は“アラル砂漠”を形成し、旧湖底から風で舞い上がる砂は毎年7000万トンに及ぶと言われ、これらの砂が流入河川で用いられた農薬や塩分を含むために、吸い込んだ現地住民に深刻な健康被害をもたらしていると言われている。

以上のようなアラル海の縮小に象徴される水資源問題を“アラル海の悲劇”と呼び、20世紀で最も深刻な環境問題とも言われ、渇水による影響は下流域に住む数百万人に影響を与えていると報告されている。持続可能な水管理を実現させることは、流域の経済成長と環境保全の双方の観点から重要と言える[Micklin, 2006; Glantz, 1999]。

2.1.2 農業

アラル海流域では、アムダリア川、シルダリア川からの取水に依存した灌漑農業が発達している。流域諸国では、GDPの10~40%が農業によって賄われており、20~40%の輸出額は農業生産物(主に綿花)であることなど、発展途上国と分類される経済の中で農業に大きく依存した経済体系がある。ウズベキスタンの綿花輸出力は、小麦への転向で生産量が減少した現在においても世界5位である。ソ連期の“自然改造計画”によって、灌漑面積は1960年の45000km²から2000年には79000km²に達し、年間の取水量は64.7Gt/yrから約100Gt/yrにまで増加した。ソ連期には綿花が主要作物であったが、近年では食糧自給率を上げるために綿花に代わり冬小麦の作付面積が上がってきている[Micklin, 2000, World Bank, 2003]。

この水需要量の増大の原因は、単純に灌漑面積が大きいことに加え、灌漑効率が非常に悪いことも大きな原因となっている。現在、ウズベキスタンでは農地1ha当りに年間14000m³の水を取水している一方で、同様の気候を持つパキスタンやエジプトでは年間9000~10000m³程度を取水していると報告されており、灌漑効率の違いに起因した灌漑需要量の違いが分かる[Micklin, 2000]。灌漑効率は運搬効率と適用効率の2種類に分類する

ことができる。運搬効率は河川から水を取水した後に水路で水を灌漑地に運搬する際の効率であり、適用効率は農場内に導水した水を作物に実際に吸収させる際の効率である。

まず運搬効率に関しては、流域が乾燥気候であるために水路表面からの蒸発量が多いことに加え、主に土水路であるために浸透による損失が多いことが言われている。前述のカラクム運河も斜面のみが舗装され底面が土水路であるために、大量の水が損失していると言われている。図 2.3 はカザフスタンの灌漑水路であり、中央アジアの典型的な水路である。水路法面処理がされていないために漏水が多いことが現地水文機関でも問題視されていた。

Micklin (2000)は、1994 年時のアラル海流域内の主要水路(main canal)と灌漑区内水路(inter-farm canal)の水路総延長は 48000km であり、その内の 28%しか浸透を防ぐための舗装がされておらず、更に農場内水路は(on-farm canal)268000kmであり、そのうちの 21%しか舗装がされていないと報告している。上記の 3 種類の水路の総延長は 316000km に達し、これは地球から月までの距離 384400km の 8 割程度に及ぶことから、この水路の運搬効率を改善することは膨大な事業であることが分かる。ソ連崩壊後は十分な維持管理がされなくなったため、運搬効率は現実に悪化している。水路網に設置されたポンプが老朽化することにより効率が悪化し、運搬効率が下がっていることも報告されている[北村ら, 2000; Micklin, 2000; World Bank, 2003]



(a) 水路



(b) U型水路

図 2.3 中央アジアの水路

次に適用効率に関しても、粗放的な農業が続けられる中でその非効率性が問題視されている。流域の灌漑地の 90%以上では畝間灌漑が採用されている。畝間灌漑は灌漑地の畝と畝の間に水を通すことで灌漑地の端から端まで水を導水する。一時的に農場内に水を湛水



(a) 畝間灌漑



(b) 点滴灌漑

図 2.4 現地の灌漑の様子

させる事になるため、表面からの蒸発や地下深層への浸透による損失が大きく、農地まで導水した水量のうち実際に植物に吸収される量は少ない[Horst et al., 2005]. 加えて、Toderich *et al.* (2008a)は、畝間灌漑時には現地農家が乾燥による収量減を恐れるために灌漑回数を多めに行っていることや、実際には作物・農事暦ごとに定められた適正な灌漑手法に関する科学的情報が無いために農家が経験的に灌漑をしていることが適用効率を悪化させていることを報告している. 図 2.4 に中央アジアにおける畝間灌漑と点滴灌漑の様子を示す.

農地における塩類集積も灌漑必要水量を増加させる要因である. 中央アジアは世界で最も塩類集積の深刻な地域の一つとも言われ、アラル海流域全体では灌漑地の 47.5%, トルクメニスタンに至っては灌漑地の 95.9%が塩類集積の影響を受けていると言われており、水資源問題と並んで流域の食糧安全保証上の重大な要素の一つに数えられる. 塩分濃度が



(a) 塩類集積が深刻な地域



(b) リーチングの様子

図 2.5 農地の塩類集積

上昇した農地では作物を育てる事が出来ないために、灌漑期の前に農地に水を淡水させて塩分を洗い流すリーチング操作を行う。この操作には大量の水が消費されるために、この塩類集積の問題は渇水問題と無縁ではない。また、塩分を多く含んだ排水が河川に流されることによって河川水の塩分濃度が上昇し、下流側で農地の塩類集積や作物の生育障害をもたらしている。シルダリア川の塩分濃度はかつての $0.4\sim 0.6\text{g/L}$ から $1.3\sim 2.0\text{g/L}$ にまで上昇している [World Bank, 2003; Toderich et al., 2008b]。筆者らが 2013 年に行った現地調査では、アムダリア川下流域で綿花の背丈が低く、河川水の塩生化が原因であると説明された。図 2.5 に土壌塩性化の現状を示す。

2.1.3 気候変動

20 世紀後半では、アラル海流域はソ連による灌漑開発がアラル海縮小等の環境変化の主要因であったが、気候変動の影響も今後の水資源開発のためには考慮すべき重要な要素である。奈良間(2002)は中央アジアの氷河が 1970 年代後半から減少傾向にあることを示し (図 2.6)、Kitamura *et al.* (2007)は、現地水文データや衛星解析により融雪出水や植物活動が近年早期化していることを明らかにしており、その原因を気温上昇によるものと考察している。ウズベキスタンでの気温上昇の平均値が 100 年間で $0.9\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 、25 年間で $0.4\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ と報告しており、これは全球の平均値よりも上昇幅が大きいことも示している。

現在、アラル海流域では渇水問題が深刻であるが、今後融雪の早期化や氷河の消失が起きた際にはより大きな影響が出るものと考えられ、年間積算の河川流量に加えて月流量についても気候変動の影響評価が必要である。

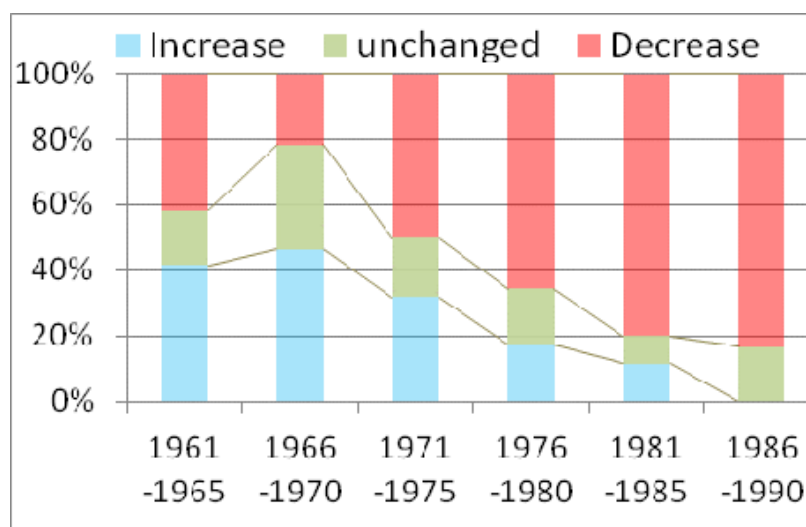


図 2.6 中央アジア内の氷河の増減 (奈良間(2002)から作成)

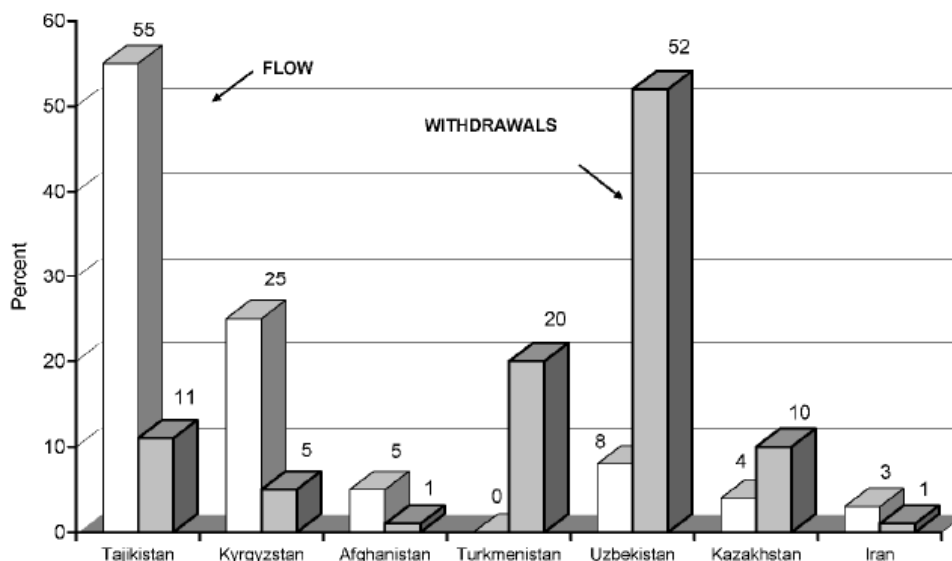


図 2.7 各国の水資源量，取水量 [Micklin, 2002]

2.1.4 国際問題

現在，流域内には人口 4500 万人が暮らしており，1991 年のソ連崩壊以降には流域 7 カ国に分離され，そのために近年では水資源を巡る種々の国際問題が顕在化している。

前述の通り，アラル海流域では冬季に山岳域に降る降雪に依存した水管理が行われている。アマダリア川流域では水資源量の 80% がタジキスタンで発生する一方，下流側のウズベキスタンでは 6% である（図 2.7）。ソ連期には上下流域のほとんどはソ連による共通の政策が敷かれていた。上流国に建設された大ダム群は夏季に灌漑を目的とした放流を行う一方，上流域で冬季に必要な暖房用のエネルギーは下流域で採掘された化石資源により賄われていた。しかし，ソ連崩壊直後の 1992 年，独立した諸国間でアルマティ協定が締結された。これはソ連期に行われていた下流側の灌漑活動の維持を目的としたダム操作を継続することを目指したものであった。しかし，冬季の暖房用の化石資源を安く提供するという点が盛り込まれていなかったために，下流国が世界市場に高値で化石資源を提供し始めたことで上流国は冬季のエネルギー源を失った。そこで上流国は冬季に水力発電用の放流を始め，夏季に利用可能な水量が減少することとなった。その後，1998 年のシルダリア協定や複数の単年度協定による解決が試みられたが失敗し，現在は下流国側が自国にダムを建設する等，協調では無く自国路線が進められてきている。その結果，トクトガルダムの年間放流量に対する期別放流量の割合をソ連時代と現在を比較すると，灌漑期（4~9 月）は 75% から 45% 程度に減少し，冬季（10~3 月）は 25% から 55% に増加した [北村ら, 2013, Abbink 2005]。

2.2 カスピ海流域

2.2.1 流域の概要

カスピ海流域（図 2.8）はアラル海流域の西部に位置し、流域面積 350 万 km² の流域である。最下流のカスピ海は内陸湖であるため、アラル海流域と同様に外洋に接しない閉じた流域である。流域の北部はボルガ川流域やウラル川流域が広がり、年降水量が 600~800mm の湿潤な気候で古くから灌漑農業が行われ、モスクワ等の大都市も立地している。西部はコーカサス地域と呼ばれ、標高 5000~6000m に達するカフカス山脈が連なり黒海と隔てられる。南部はイラン北部の山岳域でエルブルズ山脈が連なる乾燥地帯である。ここでは 20 世紀後半に大規模な灌漑プロジェクトが進められた結果、ダム建設や断流による生態系の崩壊が問題視されており、特にキャビアを生産するチョウザメが遡上できない問題が周辺地域の経済にも影響を与えている。東部はカラクム砂漠等が広がる乾燥地帯で、年降水量が約 100mm 前後の乾燥地帯が広がっている。

カスピ海はロシア、アゼルバイジャン、イラン、トルクメニスタン、カザフスタンの 5 カ国に囲まれている。流入河川は約 130 本で、主要河川は流域面積 155 万 km² のボルガ川、31 万 km² のウラル川やクラ川、テレク川、スラク川等である。ボルガ川はヨーロッパで最大の河川であり、平均年流量約 250Gt/yr はカスピ海への全河川流入量の 8 割に相当する。流域の気候は、森林地帯である上流部から下流に行くに従って乾燥度を強め、下流点は乾燥域である。水運も発達し、黒海に注ぐドン川との間に繋がれた約 100km の Volga-Don 運河によってカスピ海と外洋との交通点になっている。ボルガ川には数多くのダムが建設されており、それらの総貯水量は 85Gt にのぼる。その中で貯水量最大のもの

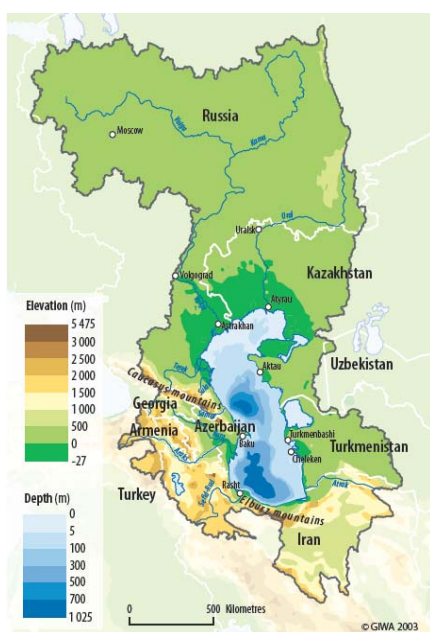


図 2.8 カスピ海流域 [GIWA, 2003]

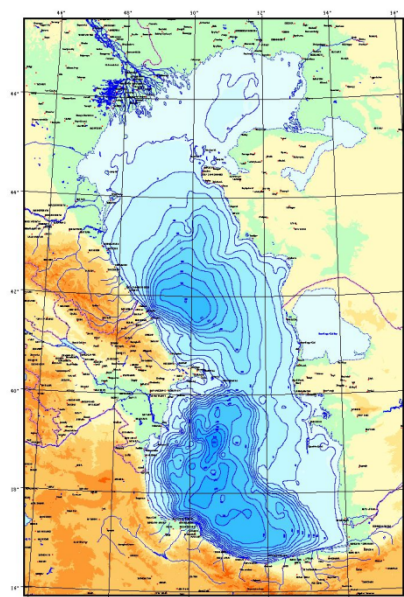


図 2.9 カスピ海 [Rekacewicz et al., 2002]

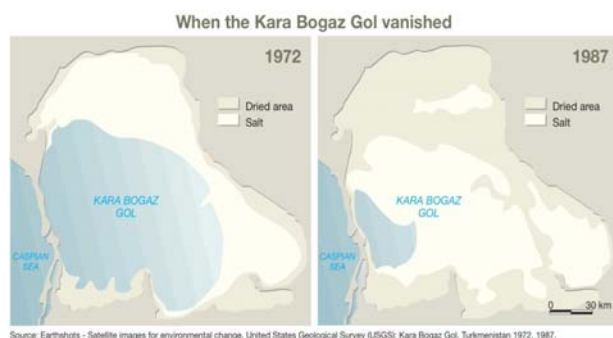


図 2.10 カラボガズゴル湾

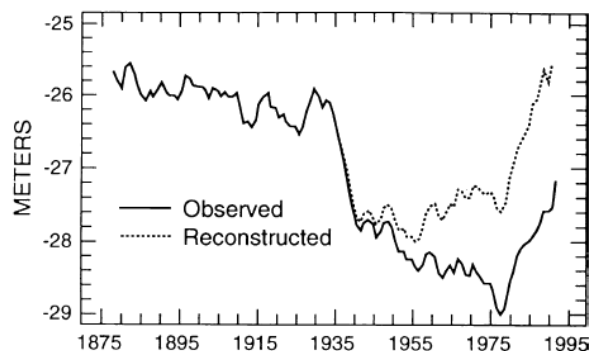


図 2.11 カスピ海の水位変化

[Rodionov, 1994]

はヴォルゴグラード水力発電ダムであり、カスケード式のダム群から大規模に水力発電が行われている [Stolberg et al., 2003; Ismaiyllov, 2008; Dumont, 1998].

カスピ海 (図 2.9) は表面積 37.8 万 km^2 、貯水量 78100Gt であり、北部、中部、南部の 3 領域に分割されることが多い。北部は全体の面積の約 30% にあたり、平均水深が 6m、最高深度も 10m 以下と非常に浅く、貯水量は約 900km^3 と全体の 1% にも満たない。そのため過去の水位変動の際には面積が大きく変化した地域であり、冬季には凍結する。中部は全体の面積の 36% に当り、平均水深は 175m、最高深度は 790m、体積は 26400km^3 で全体の 35%、南部は全体の面積の 35% に当り、平均水深は 300m、最高深度は 1025m、体積は 48300km^3 で全体の 64% である。このように、北から南に行くに従って水深、水量が増えていることや、カスピ海の最深部は水深 1000m を超え、縮小以前でも最深部の水深が約 50m 程度であったアラル海と比較して圧倒的に水深が深く、貯水量も大きいことが分かる。

カスピ海は内陸湖であるが、カラボガズゴル湾 (以下、KBG) は唯一の流出先となっている (図 2.10)。KBG の湖面はカスピ海面より 2~3m ほど低いため、カスピ海との境界に位置する峡谷部から水が流入しており、カスピ海以外からの流入河川は無い。現在の面積は約 15000km^2 である。1970 年代までカスピ海は水位低下が問題視されていたため、カスピ海水量を保持する目的で 1980 年にソ連政府が流入口に堰を設け、数年後に干上がった。生態系は崩壊し、周辺域は乾燥化に伴って大きな気候変化を受けた。盛んであった塩産業も衰退したために産業も打撃を受けたとも言われる。後にカスピ海水位が上昇し、洪水被害等が問題視されたため、ソ連崩壊後の 1992 年にトルクメニスタン政府によって堰が破壊され、現在ではかつての面積まで回復している。

カスピ海では外洋と隔離されているために独自の生態系が発達されてきた。特にチョウザメから採れるキャビアはかつて世界の 8~9 割の生産量を誇っていた。しかし近年では、流入河川におけるダム開発によってチョウザメが産卵時に河川を遡上できなくなった。現在では長距離の遡上が可能である主要河川はウラル川のみとなっている。加えて、周辺地域の開発に伴う工業・農業排水の増加、石油ガス田からの汚染が増加した。内陸湖である

カスピ海は汚染物質が貯留しやすく、水質汚染は生態系の崩壊に直結し深刻な問題である。更に、ソ連崩壊後はチョウザメが違法に乱獲されるようになったこともチョウザメの生育数の減少に寄与している。

2.2.2 カスピ海の水位変動

カスピ海は、歴史的に大きく面積を変化させてきたことが知られている。かつてはアマダリア川がアラル海ではなくカスピ海に注いでいたことが数々の科学的・考古学的実証により有力となっており、その当時は現在よりもカスピ海水位は高かったと言われている。その後アマダリア川が流路を変えてアラル海に注ぎ込むようになると面積は減少した。

図 2.11 は 20 世紀におけるカスピ海の水位変動を示している。点線は Rodionov (1994) によって推定された流入河川からの人為的な取水が無かった場合の水位変化である。この面積変化の原因として、1930 年代の減少は気候変動と取水量の増加が原因と言われており、その当時は継続して減少し続けると考えられていた。そのため、工場や住居が当時の海岸に移動した。しかし、1978 年を境としてカスピ海水位は急激な上昇に転じ、周辺の建物や工場、道路、石油パイプライン等が水没する被害となった。その後の 1990 年以降は大きな変動もなく現在に至る。この 20 世紀の水位変動の原因を解明できず、様々な研究が行われてきたが、現在も未解明なままである。

第3章

陸域水循環モデル

3.1 陸域水循環モデルの構造

まず，本研究が対象とする陸域水循環とは，前述の通り降水から蒸発に至る一連の過程であり，陸面過程と灌漑過程，内陸湖の消長モデルによって表現する．加えて，河川日流量等のように目的とする現象の時間解像度が高く，上流端から観測点までに要する流下時間を無視できない場合には河道流下モデルを結合する．それより時間解像度が低く，月から年スケールの時間解像度で河川流量を取り扱う場合の河川流量解析等には，基本的に上流側のメッシュで解析された水収支の総和を河川流量とする．

本節で使用した陸域水循環モデルの構造を図 3.1 に示す．モデルは陸面過程モデルと灌漑モデルを中心とし，その結果から得られるアラル海やカスピ海といった内陸湖への流入量を入力条件として内陸湖の消長モデルを結合させる．これにより流域内の総水量がモデル内で考慮され，過去から将来に至る水位変動を動的に解析することが可能となる．加えて，内陸湖の消長に伴う土地被覆条件の変化をモデル内で考慮することができる．

以下で，本研究で用いた各モデルについてその詳細を述べる．

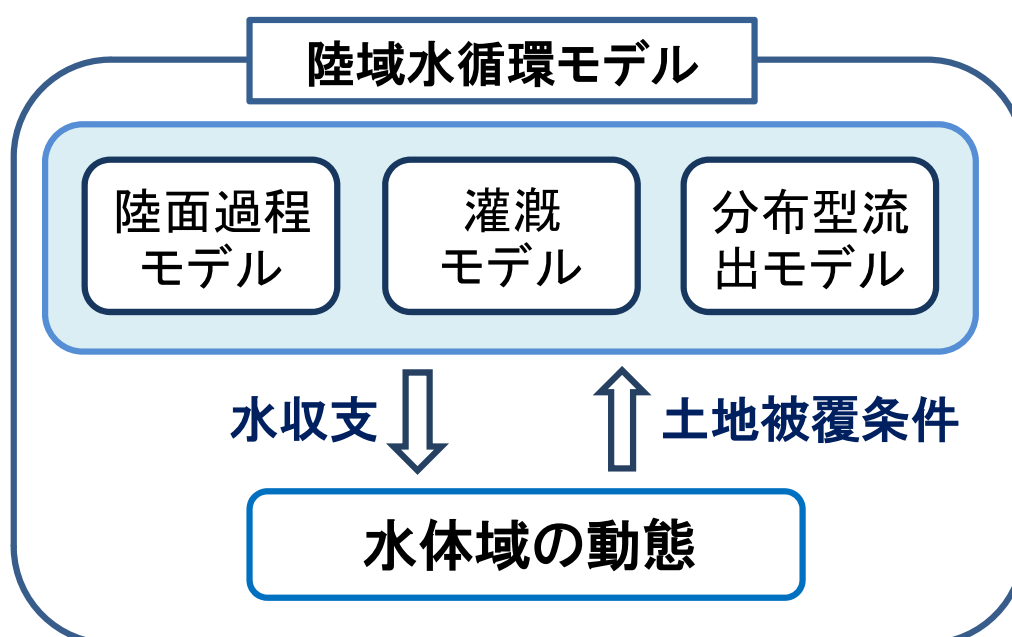


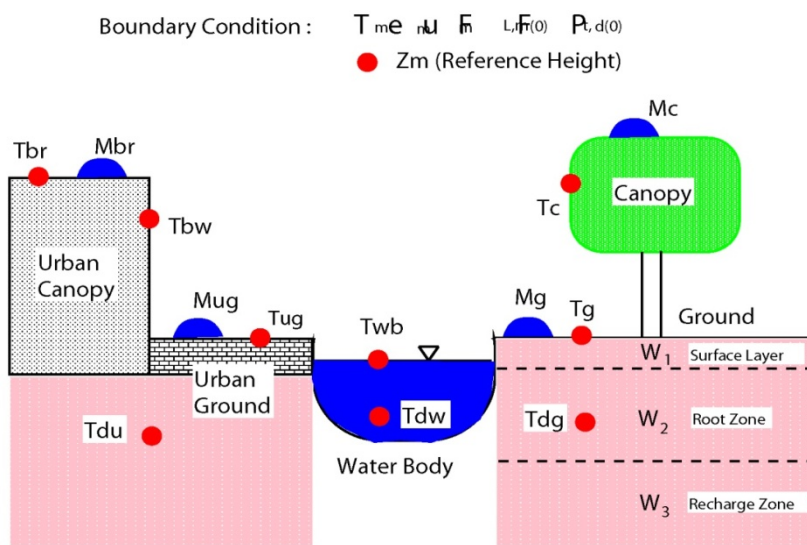
図 3.1 陸域水循環モデルの構造

3.2 陸面過程

3.2.1 陸面過程モデル SiBUC

陸面過程モデルはメッシュごとに鉛直一次元の水熱収支解析を行う。今回用いた陸面過程モデル Tanaka (2004)によって開発された SiBUC (Simple Biosphere model including Urban Canopy)は, Sellers (1984)によってメリーランド大学ゴッダード宇宙飛行研究所で開発された植生モデル SiB (Simple Biosphere model)をベースとして開発された水文モデルで, 農地における灌漑・排水の効果や, 都市・水体における物理的プロセスを陽に取り扱える数少ない陸面過程モデルの一つである。SiBUC を本解析で使用することには二つの利点があり, まず一点目は, 中下流域に広がる乾燥地において支配的な蒸発散量を高精度に推定できる点であり, 二点目は灌漑や水体（内陸湖）における陸面過程解析を考慮できる点である。

図 2.2 に SiBUC の構造と, SiBUC で解析条件とできる土地被覆条件を示す。土地被覆は, 主に緑地・水体・都市域に分類されており, 緑地は更に森林や草原など通常の陸面過程モデルが扱う 10 種の自然植生に加え, 灌漑地が作物ごとに分類されている。SiBUC はモザイクスキームを採用しているため, これらの土地被覆条件がメッシュ内に混在することを反映させることができる。モザイクスキームは式(3.1), (3.2)で表され, メッシュ内の全土地被覆種に対して地表面フラックスを計算し, 土地利用面積率に応じた加重平均をとることで対象メッシュの地表面フラックスとしている。



1	広葉常緑樹林
2	広葉落葉樹林
3	広葉樹と針葉樹の雑林
4	針葉常緑樹林
5	針葉落葉樹林
6	C4植物、草
7	裸地に広葉の灌木
8	低木と灌木
9	非灌漑農地：畑
10	非灌漑農地：水田
11	灌漑農地：水田
12	灌漑農地：春小麦
13	灌漑農地：冬小麦
14	灌漑農地：トウモロコシ
15	灌漑農地：綿花
16	灌漑農地：その他
17	都市域
18	水体

(a) モデルの構造

(b) SiBUC 内の土地利用種

図 3.2 陸面過程モデル SiBUC

$$V_{ga} + V_{ua} + V_{wb} = 1 \quad , \quad 0 \leq V_{ga}, V_{ua}, V_{wb} \leq 1 \quad (3.1)$$

$$F_{total} = \sum_i F_i V_i = F_{ga} V_{ga} + F_{ua} V_{ua} + F_{wb} V_{wb} \quad (3.2)$$

ここに、 F は地表面フラックス、 V は土地被覆面積率、添え字の ga は緑地、 ua は都市、 wb は水体、 $total$ はメッシュ内総和であることを表している。

予報変数

SiBUC 内での物理過程では、予報変数と呼ばれる状態量間で水や熱の移動を行い、予報変数の値を各土地被覆に対して決定する。予報変数は以下の 4 種類、16 変数である。

- 表面温度[K]：植物(T_c)、地面(T_g)、水面(T_{wb})、屋根面(T_{br})、壁面(T_{bw})、路面(T_{ug})
- 地中温度[K]：植生(T_{dg})、水体(T_{dw})、都市域(T_{du})
- 遮断水分量[m/s]：植物(M_c)、地面(M_g)、屋根(M_{br})、道路(M_{ug})
- 土壌水分量[m/s]：表層(W_1)、根層(W_2)、再補給層(W_3)

ここに、 T_i :温度、 M_i :遮断水分量、 W_k :土壌水分量であり、添字の c はキャノピー層、 g は地表面、 wb は水面、 br は屋根面、 bw は壁面、 ug は都市の地表面、1 から 3 の添字は土壌各層を表している。

大気境界条件

SiBUC では SiB を含む他の一般的な陸面過程モデルと同様に、以下の 7 種類の気象データを大気境界条件として用いる。

- 大気境界層内の参照レベル(Z_m)における気温(T_m)、比湿(q_m)、風速(u_m)
- 短波放射フラックス(S_{down})、長波放射フラックス(L_{down})
- 降水量(P)

3.2.2 緑地サブモデルの概説

SiBUC における、緑地・水体・都市域の 3 種類の土地利用では、前述したように水・熱収支の挙動が大幅に異なっている。本節ではその中でも、広い乾燥地域と灌漑地を持つ当流域での解析において重要な緑地サブモデルの物理的内容について概説する。

SiBUC における緑地サブモデルは、SiB における物理プロセスと基本的には共通した支配方程式を用いている。モデル構造は、地上を地表面層とキャノピー層からなる二層で、地下を地表、根層、再補給層からなる三層で表現している。

各層の予報変数間の物理プロセスを以下に示す。使用する変数は表 3.1 に示す。

表 3.1 SiBUC 内の変数

記号	意味	単位
$T_i (i=c, g, d)$	温度	K
$C_i (i=c, g, d)$	単位面積当たり熱容量	$\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$
$Rn_i (i=c, g, d)$	純放射フラックス	Wm^{-2}
$H_i (i=c, g, d)$	顕熱フラックス	Wm^{-2}
$\lambda E_i (=c, g, d)$	潜熱フラックス	Wm^{-2}
ω	1日の角振動数($2\pi/86400$)	s^{-1}
$M_i (i=c, g)$	貯留水量	m
$P_i (i=c, g)$	遮断降水量	m s^{-1}
$D_i (i=c, g)$	排水量	m s^{-1}
$E_{wi}(i=c, g)$	貯留水からの蒸発量	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
ρ_w	水の密度(=1000)	kg m^{-3}
$W_i(i=1, 2, 3)$	土壌各層の水分量(飽和度)	
$D_i(i=1, 2, 3)$	土壌各層の厚さ	m
θ_s	飽和時の土壌の空隙率	
P_1	地表面から土壌第1層に浸透する水量	m s^{-1}
$Q_{i,j}(i=1, 2; j=2, 3)$	土壌 <i>i</i> 層から <i>j</i> 層に浸透する水量	m s^{-1}
Q_3	土壌第3層からの排水量	m s^{-1}
E_s	土壌第1層からの蒸発量	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$E_{dc,i}(i=1, 2)$	土壌第 <i>i</i> 層を消費する蒸散量	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$\phi_i(i=1, 2, 3)$	土壌第 <i>i</i> 層のマトリックスポテンシャル	m
$K_i(i=1, 2, 3)$	土壌第 <i>i</i> 層の透水係数	m s^{-1}

a) 熱収支式

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c \quad (3.3)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \omega C_g (T_g - T_d) \quad (3.4)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g \quad (3.5)$$

b) 遮断水量の支配方程式

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - D_c - \frac{E_{wc}}{\rho_w} \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = P_g - D_g - \frac{E_{wg}}{\rho_w} \quad (3.7)$$

c) 土壌水分量の支配方程式

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} (E_s + E_{dc,1}) \right] \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{dc,2}}{\rho_w} \right] \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3] \quad (3.10)$$

$Q_{i,j}$ と Q_3 は、ダルシー側を用いて以下のように計算される。

$$Q_{i,i+1} = K \cdot \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] = \bar{K} \cdot \left[\frac{2(\psi_i - \psi_{i+1})}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right] \quad (i=1,2) \quad (3.11)$$

$$\bar{K} = \frac{D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \quad (3.12)$$

$$Q_3 = \sin \Theta_s K_s W_3^{2B+3} \quad (3.13)$$

3.3 灌漑スキーム

3.3.1 灌漑スキームの概説

SiBUC は、灌漑地における土壌水分量の人為的な管理を解析に反映できる点に大きな特徴を持っている。作物とその農事歴ごとに最低土壌水分量が設定されており、その値を下回る場合に水分が土層に直接供給されるように表現されている。米の場合は最低・最大水深が設定されており、それぞれの条件を満たすように取水・排水が行われると設定されている。図 3.3 は米の灌漑スキームを示したものであり、農事歴ごとに設定された最低・最大水深の幅が人為的に管理されていることが表現されている。表 3.2 は、その際に用いる最低土壌水分量、最低・最大水深の値を示したものである。作物の農事歴は、LAI(葉面積指数)の変動から割り出されたメッシュごとの作物生育期間を、表に示す生育期間内の割合で分割することで作成されている。

しかし、ここで設定されている表 3.2 の灌漑ルールは、中国で行われている灌漑方式に基づいて設定されており [除玉民, 1995]、現地で実際に行われている灌漑手法が反映されているわけではない。本研究では綿花やアルファルファ農場において定点観測を行い、その結果に基づいて灌漑手法を設定する。詳しくは第 5 章において詳述する。

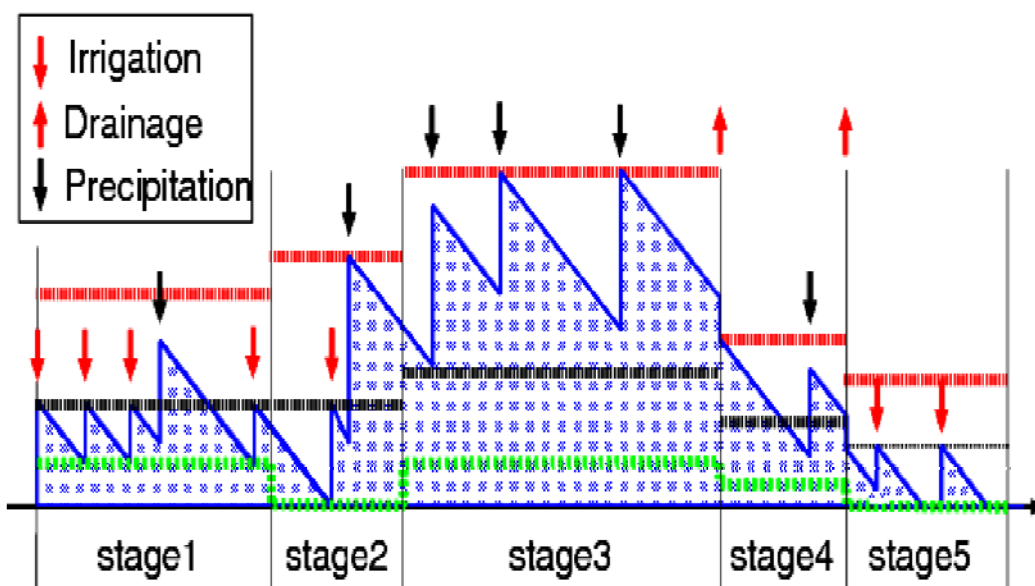


図 3.3 SiBUC の灌漑スキーム

表 3.2 農事暦と最低土壌水分量

	生育段階	1	2	3	4	5
春小麦	生育期間内の割合 (%)	23	14	14	14	35
	最低土壌水分量	0.7	0.6	0.8	0.8	0.55
冬小麦	生育期間内の割合 (%)	25	20	22	13	20
	最低土壌水分量	0.7	0.7	0.8	0.8	0.55
トウモロコシ	生育期間内の割合 (%)	8	48	6	14	24
	最低土壌水分量	0.75	0.65	0.7	0.75	0.65
大豆	生育期間内の割合 (%)	3	26	16	28	27
	最低土壌水分量	0.75	0.65	0.65	0.7	0.65
稲	生育期間内の割合 (%)	25	13	33	13	16
	最低水深(cm)	20	0	20	10	0
	最適水深(cm)	50	50	60	40	30
	最高水深(cm)	100	120	160	80	60

3.3.2 灌漑効率の反映方法

従来の SiBUC の灌漑スキームでは、作物に必要な最低限の水量が直接根層に与えられると設定されているため、水路で水を運搬する際の水損失や、灌漑時に地表面から蒸発する水量等を忠実に考慮することができなかった。しかし、アラル海流域では灌漑効率が低く、河川からの取水後に作物による吸収以外で損失される水量が多いことが知られている。この推定は水管理上重要であり、改善効果も含めて定量的に明らかにする必要がある。本研究では、灌漑効率を適用効率、運搬効率の二種類に分類した。

$$\gamma_a = \frac{W_s}{W_f} \tag{3.14}$$

$$\gamma_c = \frac{W_f}{W_t} \tag{3.15}$$

式(3.14), (3.15)はそれぞれ適用効率 γ_a , 運搬効率 γ_c の定義式である. ここに, W_s は作物に吸収される水量, W_f は農地に投入される灌漑水量, W_t は河川取水口における取水量である. 適用効率では灌漑水が農地に投入された後に地表面からの蒸発や地下深層への浸透によって損失される水量を考慮しており, 運搬効率では河川から灌漑地まで水路で水を運搬する際の効率を表していることが分かる.

運搬効率は運河の長さや種類に大きく依存する値なので, 現地資料等を基にした仮定が必要であるが, 適用効率は水の供給方法を変えることによってモデル内で表現することが可能である. 本モデルでは, 図 2.4 に示した中央アジアにおいて顕著な畝間灌漑, 点滴灌漑の二種類を考慮した. 図 3.4 は二者のモデル上の違いを示している. ここに, SM_i は i 層における土壌水分量, $p0$ は地上到達降水量で降水量から遮断水量を引いたもの, mg は地表面上の水分量である. 点滴灌漑では少量の水を頻繁に根層に直接供給している一方で, 畝間灌漑では比較的大量の水を地表面から与え, その水が徐々に浸透することで根層に水を供給している. 前者は水の損失が少なく適用効率は非常に高いと言え, 後者は水の損失が多く適用効率の低さが考慮された形であると言える.

3.4 流出過程モデル Hydro-BEAM

陸面過程モデルでは各メッシュ内の蒸発散量や浸透, 遮断といった過程を鉛直一次元で解析しているため, メッシュから発生した表面流出・基底流出が二次元的に流れる過程を考慮することができない. そこで本研究では, 小尻ら(1998)が開発した分布型流出過程モデル Hydro-BEAM (Hydrological River Basin Environment Assessment Model)を使用し

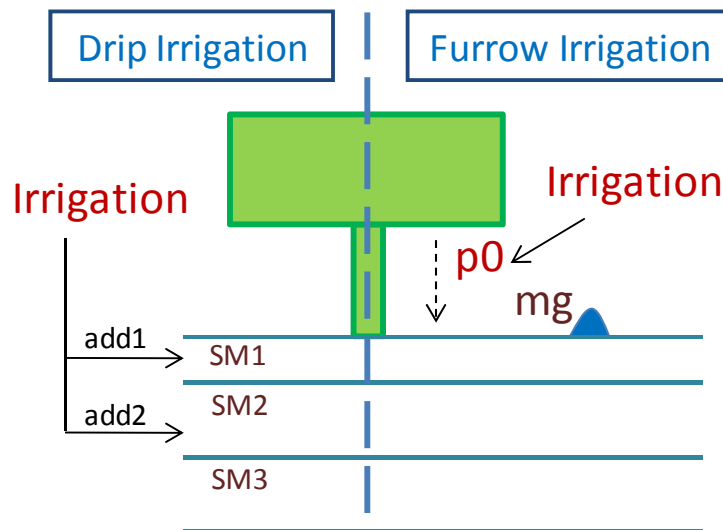


図 3.4 SiBUC 内の灌漑スキーム

て各メッシュで発生した流出が平面的に流下する過程を表現した。

Hydro-BEAM は分布型の流出モデルであり，図 3.5 に示すようなメッシュ型多層構造を持っている。斜面流出過程と河道流下過程には kinematic wave 法を用い，地下水浸透は線形貯留モデルを用いて表現する。

本研究で使用した流出モデルは小槻ら（2011）が全球解析を行った際のものに基づいて作られており，流下方向のデータは Yamazaki et al. (2012)を基にしている。Hydro-BEAM の基礎式等を示す。

(a) kinematic wave (表層・中間層)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(x,t) \tag{3.16}$$

$$\tag{3.17}$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n} \quad (\text{Manning 型}) \quad a = \frac{k \sin \theta}{\lambda} \quad (\text{Darcy 型}) \tag{3.18}$$

ここに， h :水深[m]， q :単位幅流量[m²/s]， r :有効降雨量[m/s]， d :有効土壌層厚[m]， $\sin \theta$:斜面勾配， n :斜面の粗度係数[m^{-1/3}s]， λ :空隙率， k :透水係数[m/s]である。

(b) kinematic wave (河道)

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \tag{3.19}$$

$$Q = \alpha A^m \tag{3.20}$$

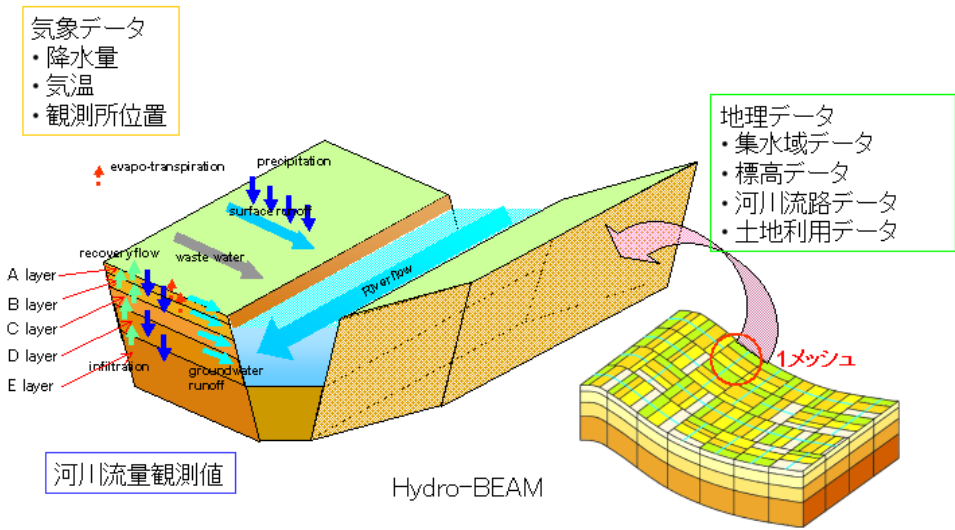


図 3.5 分布型流出モデル Hydro-BEAM

ここに A :流水断面積[m], Q :流量[m³/s], q :横流入量[m²/s]である.

(c) 線形貯留法

$$\frac{dh}{dt} = I - O \quad (3.21)$$

ここに, h :貯留高[m], I :流入量[m/s], O :流出量[m/s]である.

3.5 流域水収支計算方法

前節で述べた流出モデルによる河道流下過程は, 日平均流量や月平均流量など比較的時
間解像度が小さく各メッシュで発生した流出が流下し特定の地点に到達するまでの時間差
を無視できない場合に使用されているものであり, 例えば年間に流域全体で使用可能な水
資源量について考察したり, アラル海に流入する年間の水量を評価する場合等ではメッシ
ュごとの流出量の足し合わせでも十分再現可能である. 本研究では, 便宜上この陸面過程
解析結果の足し合わせによる水収支解析を流域水収支と呼ぶこととする.

SiBUC による鉛直一次元解析の支配方程式は 3.2 節に示しているが, これらを足し合わ
せると最終的には以下ようになる.

$$\begin{aligned} \text{Runoff} = & \text{Prec} - \text{Evap} - \Delta\text{Swe} - \Delta\text{Soilm} \\ & + \text{Win} - \text{Wout} \end{aligned} \quad (3.22)$$

ここに, Runoff は水資源量, Prec は降水量, Evap は蒸発散量, ΔSwe は積雪水当量の変
化量, ΔSoilm は土壌水分の変化量である. メッシュ内に灌漑地がある場合には灌漑必
要水量 Win と, 灌漑排水量 Wout が考慮される. なお, Runoff は表面流出量と基底流出
量の和である. 式(3.22)は, 水資源賦存量から土壌水分や積雪としてグリッド内に貯留さ
れる水量を引いた分の水がグリッドからの流出量となることを表現している. SiBUC は式
(3.22)の全ての項を別々に物理的手法を用いて解析するが, それと同時にこの式が常に成
り立つようになっている.

式(3.22)の値を用い, 流域水収支は下の式(3.23)のように表される.

$$Q_{in} = \sum \text{Runoff} - \sum \frac{\text{Win}}{\gamma} + \sum \text{Wout} - \alpha \quad (3.23)$$

ここに, Q_{in} は河川流量もしくは内陸湖への流入量, γ は運搬効率 0.4, α は外部項であ
る. α は SiBUC による鉛直一次元解析では考慮できない取水の影響等を考慮するための
項であり対象流域によって異なる値を入れている. 具体的な値としては実流域への適用時
に解析条件として詳述する.

3.6 使用した入力データ

本節では、陸域水循環モデルによる解析を行う上で必要な解析条件の設定方法について概説する。

3.6.1 気象強制力

陸面過程モデルによる解析に必要な気象強制力は、降水量、気温、比湿、風速、気圧、下向き長波放射、下向き短波放射の7要素であり、それぞれ1時間ごとのデータが必要である。中央アジアは観測の気象データが限られた地域であるので、入力データには全球で用意されている気象データプロダクトを利用した。

入力のデータセットの格子から解析格子に空間内挿する場合には距離の一乗の逆数を重みとした IDW (Inversed Distance Weight)法を用いた。その際には気温と気圧に関してデータ格子と解析格子の平均標高の差に、それぞれ $0.6^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、 $0.1\text{hPa}/\text{m}$ の標高補正を与えて解析格子に内挿している。時間内挿は、降水量は入力データの時間間隔で値が一定であるとし、他は線形的に内挿した。

平林プロダクト (H08)

H08 は 0.5° 解像度で全球の降雨量・降雪量・気温・比湿・下向き短波放射・下向き長波放射の気象データを1948年から2006年までの59年分揃えている。最大の特徴として、降水量データに含まれる観測器の補足率を風速データを用いて補正している [Hirabayashi et al., 2008]。中央アジアの特にアラル海流域では、上流部の山岳地で冬季に降る雪が水資源量の多くを占めており、一般的に降雪の場合は観測器の補足率が低いいため、このH08は有効であると考えられる。

気象庁長期再解析

JRA25 は気象庁と(財)電力中央研究所が作成した最解析データであり、1979年からの25年間で全球 1° 解像度で全球を対象にデータを公開している [Onogi et al., 2007]。JRA55 は気象庁が公開している再解析データであり、全球 1° 解像度で全球の再解析データについて1958年からの55年間分を用意している [Kobayashi et al., 2015]。

これらの再解析データからはH08では公開していない気圧と風速のデータを用いた。

APHRODITE

APHRODITE (Asian Precipitation –Highly Resolved Observation Data Integration Towards Evaluation of the water resources)は、ユーラシア域において 0.5° 解像度の降

水量データセットを 1951~2007 年まで公開している [Kamiguchi et al., 2010]. 後述するが, H08 と APHRODITE を比較すると, 年降水量に大きな違いが見られたため, 現地気象データ等を用いて精度が高い方を選択して用いている.

MRI-AGCM3.2S

気候変動影響予測時に使用した GCM (global climate model)出力値は, 気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S (Meteorological Research Institute atmospheric general circulation models)である [Kusunoki et al., 2011]. MRI-AGCM3.2S では, 現在気候(1979-2003), 近未来(2015-2039), 世紀末(2075-2099)の 3 期間に対して出力値が用意されている. 本研究では, 次節の手法を用いて現在期間のデータを用いてバイアス補正を行い, その補正を将来気候においても適用する.

3.6.2 バイアス補正手法

本研究の陸面過程解析において, GCM 出力値を用いた解析を行う場合には, 入力に必要な 7 種類の気象強制力全てに対し, 田中ら (2008) の手法を用いたバイアス補正を行った. 田中ら(2008)は, モデルバイアスが月ごと地域ごとに大きくばらつくことから, 国土数値情報から得られる日本国内 78 水系に対して, 各気象要素の月平均値を求め, その値が気候変動予測値も満たすよう補正を行っている.

$$F_{y,m,d,h} = F_{y,m,d,h}^{GCM} + \left(\overline{F}_m^{obs} - \overline{F}_{present,m}^{GCM} \right) \quad (3.24)$$

ここに, F は気象強制力, 添え字の y, m, d, h は年, 月, 日, 時間, $present$ は現在気候であることを示し, 上付きの GCM は GCM の出力値, obs は観測値であることを示している. 式(3.24)は一般にデルタ法と呼ばれるバイアス補正手法であり, 各要素の長期平均値が合うことを目標にバイアス補正を行っている. 式より, 各時間の気象強制力は現在の観測された月別平均値と GCM 出力値の月平均値との差を GCM から得られる各時間の GCM 出力値に足すことで補正を行っている. 前述のように田中ら(2008)は日本国内の 78 水系ごとに補正値を決定したが, 本研究では全球気象データの値を真値としてメッシュごとに補正値を決定し補正を行っている.

3.6.3 地表面条件

土地利用や植生の状態を示す地表面条件は, 陸上での様々な水文プロセスに大きく影響を与える重要なパラメータである. このデータにも, 各種の全球データセットを使用している.

土地被覆条件

土地被覆データには，GLCCversion2(<http://edc2.usgs.gov/glcc/>)を用いた．GLCC (Global Land Cover Characterization)はUSGS (United States Geological Survey)が公開している全球1km解像度データで，灌漑地を含んだ24種類に分類している．解析時にはSiBUCでの解析に必要な土地利用種に再分類し，解析格子内での面積率を計算している．

植生・土質

土地被覆以外の地表面条件には，ECOCLIMAPversion1を用いた．

ECOCLIMAPはMeteo Franceによって公開されているデータであり，一般的な陸面過程モデルでの解析に必要なデータは全て揃えている(http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJECTS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.hrm)．ECOCLIMAPは，土地被覆データセットと気候図を基にして，土地被覆15種類，気候16種類の組み合わせから生態系図を作成し，全球で主だった125種類の主要生態系に対して統計データや衛星データを駆使して植生や土壌物性に関するデータセットを解像度1kmで用意している．

本研究では，ここから植生の活動の指標であるLAI，Greenness Fraction，キャノピーカバー率，土層厚，土の組成のデータを用いている．ここで，データセットが解像度1kmであったため，解析の解像度にアップスケールする必要があった．土質データに関しては解析メッシュごとに土壌の組成の平均値を求め，植生データはGLCCの土地被覆条件を用いて土地被覆ごとの平均値を解析メッシュごとに計算し，陸面過程解析で土地被覆種ごとの解析を行う際に用いた．

第4章

山岳域における水熱収支解析

4.1 序論

4.1.1 山岳域の水収支解析の重要性

山岳域は一般に降水量が多く、特に乾燥域にとっては貴重な水資源の供給源となっている。中央アジアにおいても同様で、東部の山岳域で冬季を中心に降った降雪が夏にかけて融解することで灌漑による下流側の水需要が賄われている。そのため、融雪期に当たる春先から夏にかけて河川流量はピークとなり、それをダムに貯留して夏期の灌漑や冬期の発電のために放流するという操作が行われている。

そのため、気候変動の水資源に対する影響は山岳域での水熱環境の変化に大きく依存する形となる。下流の乾燥域で降水量が変化したとしても、実蒸発量が可能蒸発量を大きく下回る地域なので降水量のほとんどは蒸発することとなり流域全体の水資源量としては大きな変化がない一方で、山岳域での降水量の変化は直接的に流域全体の水資源量を左右することとなるため水資源量に対する感度が大きいと言える。加えて、気温上昇に伴う融雪期の早期化や氷河の減少は共に夏期の河川流量を低下させるため、灌漑期の渇水対策のためにより難しいダム操作を強いられることになり、現状のダム群では下流側の水需要量を賄いきれなくなる可能性もある。第二章で述べたように、中央アジアでは近年気候変動の影響が次第に現れ始めている。

4.1.2 陸面過程解析上の課題と本章の目的

長期的な水資源管理を議論するためにはこの山岳域における水熱環境が気候変動によってどのように変化するかを予め推定することが必要である。しかし、陸面過程解析では山岳域の水熱収支解析の精度が悪く、冬季の融雪期が観測値と比較して早いという問題があった。そこで本章では、山岳域における解析の現状を明らかにすると共にその原因を探る。具体的には、融雪期の早期化の原因として気象強制力の標高依存性について考察すると共に、標高モザイクスキームの検討、解像度の異なる解析結果の比較を行った。これにより山岳域の特殊な水熱環境を表現し、季節ごとに河川流量に対する各標高帯からの融雪寄与度をモデルでも再現することを目指す。

4.2 対象流域

4.2.1 ザラフシャン川流域

対象流域は中央アジアに位置するザラフシャン川流域である（図 4.1）。ザラフシャン川の上流は東部のタジキスタンで標高約 5000m 程度のパミール高原に位置し、高標高域に氷河を有する。西部の下流はウズベキスタンのキジルクム砂漠に流れており、近年ではソ連期に開発された大規模灌漑地による取水が行われている。かつてはウズベキスタンのブハラ周辺でアマダリア川に合流していたが、現在では灌漑取水の影響で断流している。



図 4.1 ザラフシャン川流域（星印は Dupli 流量観測点）

ザラフシャン川における水資源量の 9 割はタジキスタンの山岳域で発生するとされており、降水は主に冬季における雪である。春から夏にかけての融雪の結果として、上流側に大きなダムが無いにも関わらず河川水量のピークは 7 月前後となる。8 月を超えても河川流量は維持されており、その原因は高標高域に位置する氷河からの涵養があるためである。

4.2.2 解析手法と現状の解析結果

解析には陸面過程モデル SiBUC (Tanaka, 2004)を用い、第 3 章の式(3.23)を用いて河川流量を計算する。空間解像度は 5km で 1961～2000 年の 40 年間を解析した。ザラフシャン川流域では高標高域に氷河があり、その氷河によって夏季の河川流量は維持されていることが報告されている。報告されている氷河面積は 610km²であり、標高 4288m 以上のメッシュを氷河メッシュとして仮定することで氷河面積が報告値を満たすよう設定した。図 4.2 にザラフシャン川流域の上流域を含む山岳域の標高図と氷河域として設定した領域（東部の灰色領域）を示す。本研究では、氷河メッシュは積雪深の初期値を大量に与える

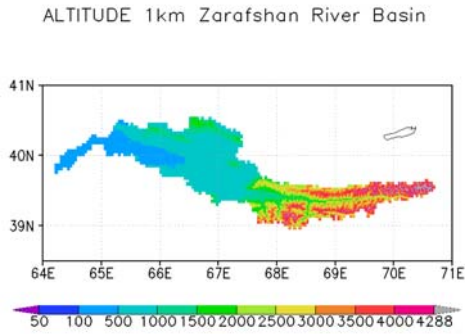


図 4.2 ザラフシャン川流域の標高と氷河域

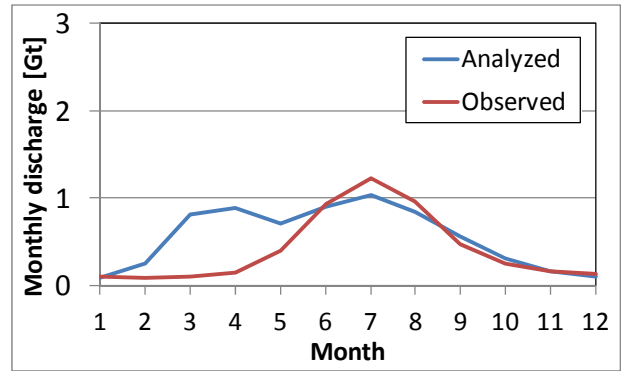


図 4.3 Dupli 地点での月平均流量 (補正前)

ことで表現しており、氷河と単年性の雪との間には物理的条件に違いを設定していない。

入力の気象条件には H08 と JRA25 の全球データを用いており、土地被覆条件には GLCC の全球 1km 土地被覆データセットを用いている。

図 4.3 はこの条件で図 4.1 中星印の Dupli 地点における月平均流量を解析した際の結果であり、本章で検討する種々の変更を行う前の結果である。解析結果は第 3 章の式(3.23)で計算した Q_{in} であるため、解析結果にはダム操作や流出過程が考慮されていないことになるが、ザラフシャン川には Dupli 地点より上流側に流況を変化させる程の大規模ダムが無く、加えて流出過程によって約 2 ヶ月もピークがずれる程大きな流域ではない。

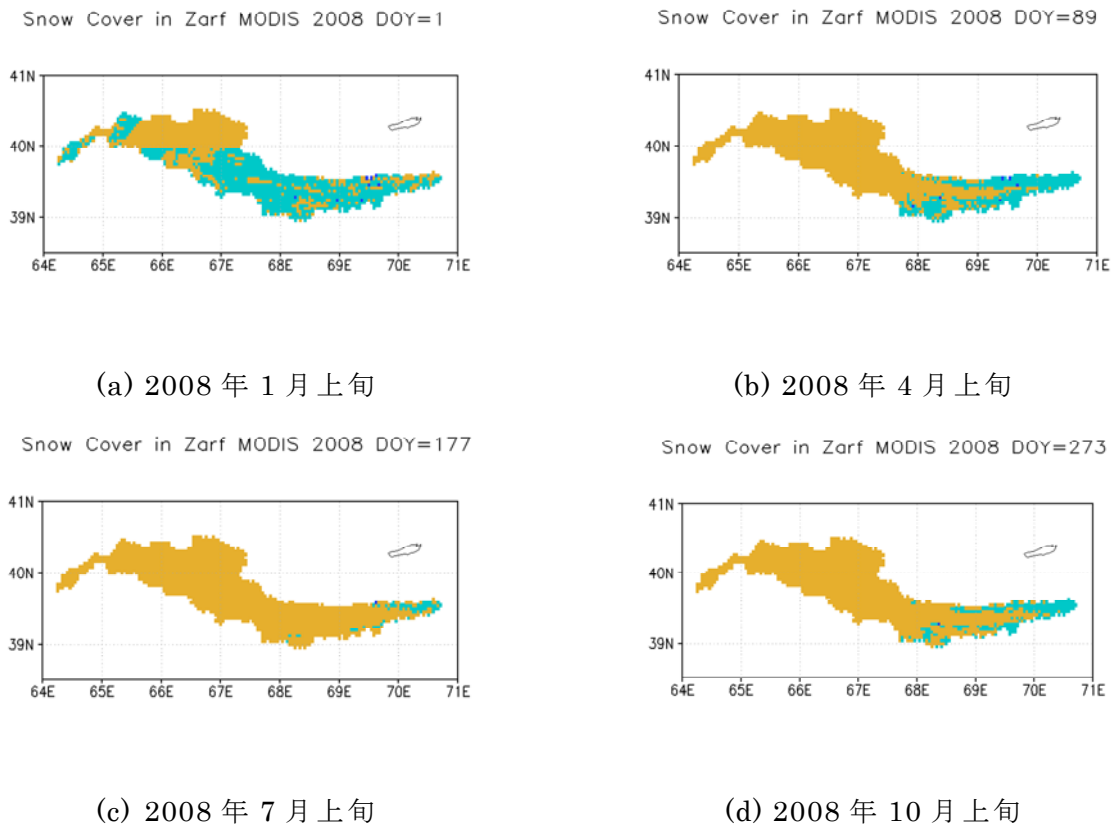


図 4.4 ザラフシャン川流域における積雪域の衛星解析結果

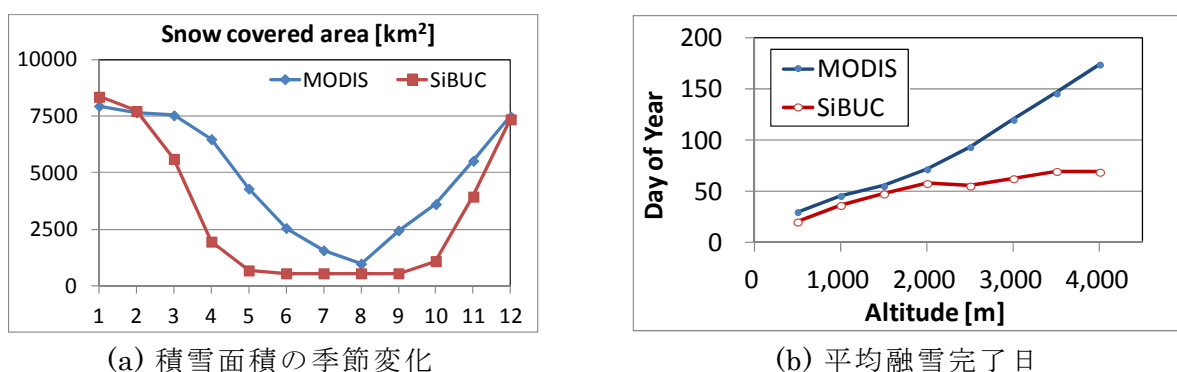


図 4.5 積雪域の衛星解析と解析結果の比較

次に、衛星解析と解析結果を比較した結果を示す。図 4.4 は MODIS の MOD10 プロダクトによる積雪域の衛星解析結果で、解析結果との間で積雪面積や融雪完了日を比較した結果が図 4.5 である。MOD10 プロダクトは MODIS センサーによる観測結果から計算された主に NDSI (Normalized Difference Snow Index) を用いて推定された積雪域プロダクトであり、本研究で用いたデータセットは MOD10A2, MYD10A2 で、500m 解像度で 8 日間の最大積雪域を示している。図 4.5 で融雪完了日を比較しているのは衛星解析では積雪深ではなく雪による被覆域しか分からないためである。融雪完了日はやはり解析結果の方が早く、その傾向は標高が高くなるに連れて顕著になっている。

以上より、従来の陸面過程解析では河川流量のピークを観測値より早く解析しており、実際に衛星解析で融雪のタイミングを比較しても融雪完了日を早期評価していることが分かる。

4.3 気象強制力の標高依存性について

以上で述べた融雪の早期評価の原因の一つとして、高標高域で地表面への熱の供給量が過大となっていることが考えられる。そこで本節では気象強制力の与え方について検討する。第 3 章で述べた通り、陸面過程モデル SiBUC の入力データとして必要な気象データは降水量・気温・気圧・比湿・風速・長波放射・短波放射の 7 要素であり、従来の解析ではその中で解析格子への内挿時に標高に依存して補正していたのは気温と気圧のみであった [ex. 峠ら, 2012]。しかし、下向き長波放射は主に気温に依存するため、気温と同様に標高依存をさせるべきである。加えて比湿に関しても、前節の解析結果では凝結が多く高標高域で湿度が高い事が示唆されたため、従来の標高の変化に従って比湿が保存される従来の方法ではなく相対湿度が保存されるように設定した場合の変化を感度実験により調べた。

4.3.1 下向き長波放射の標高補正

長波放射の標高依存性については以下の方法で設定した。まず、シュテファンボルツマ

ンの式

$$L = \sigma T^4 \tag{4.1}$$

より,

$$\frac{\partial L}{\partial T} = 4\sigma T^3 = \frac{4L}{T} \tag{4.2}$$

一方, 気温の標高依存性は

$$\frac{dT}{dz} = -0.006 \tag{4.3}$$

となるため, 式(4.2)と式(4.3)より,

$$\frac{\partial L}{\partial z} = \frac{\partial L}{\partial T} \frac{dT}{dz} = -0.006 \times 4\sigma T^3 \tag{4.4}$$

この式(4.4)に基づいて標高補正を行った. ここに, L は長波放射[W/m²], T は気温[K], z は標高[m], σ はシュテファン=ボルツマン定数である.

従来手法と本手法とで, 長波放射の分布や月平均河川流量を比較した結果が図 4.6 である. 図から分かるように, 4月に強いピークがあった従来手法と比較して一ヶ月ほど融雪が遅れる事を考慮することができた. 加えて8月の流量が少なくなっており, これは長波放射が高標高域で減少したために氷河域からの融解量が減ったためと考えられる.

今回行った下向き長波放射の標高依存補正は, 気温の補正を行っているのであれば理論

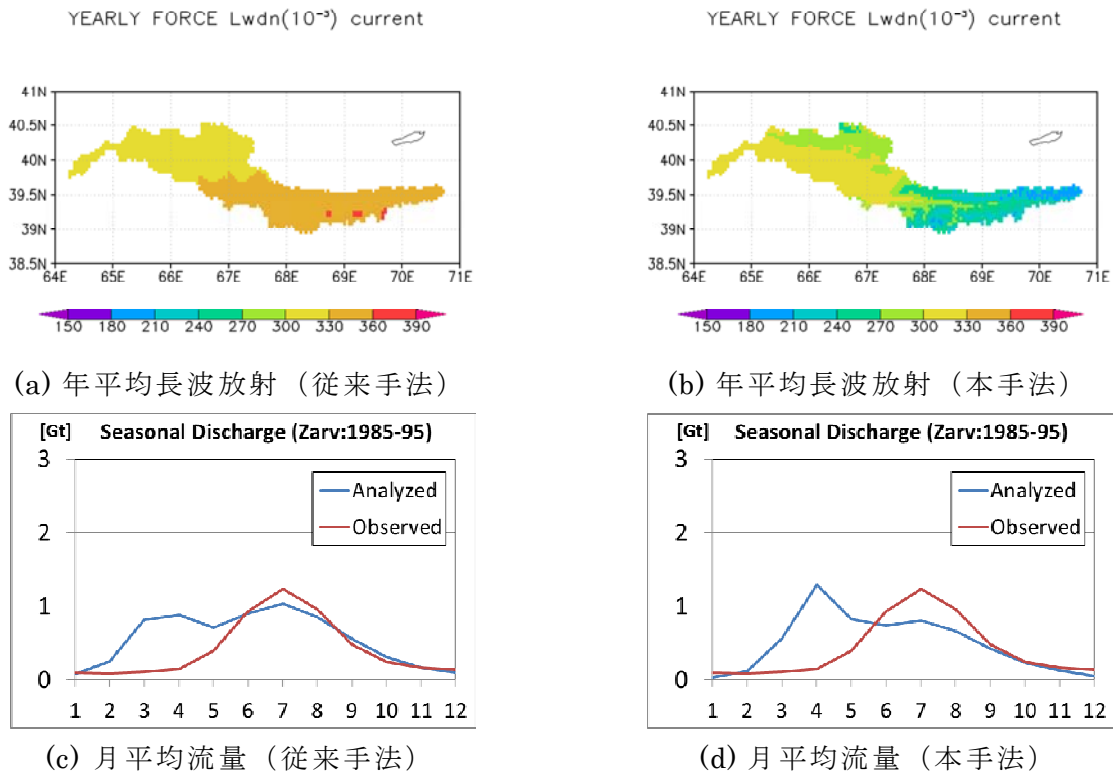


図 4.6 長波放射の標高補正の効果

的に当然行うべき補正であるため今後の解析でも用いることとする。しかし、検証が不十分であるため今後はゾンデ観測等を通して検証を行う必要がある。加えて、着眼している流量のピークには未だに解析値と観測値との間で2ヶ月程度のずれがあるため、次節以降において更なる考察が必要である。

4.3.2 比湿の標高補正

本節では比湿ではなく相対湿度を保存した場合についての影響について検討を行う。相対湿度を計算する際には内挿の前後で飽和水蒸気圧 E_s の値が必要であり、式(4.5)の Tetens の式により計算を行う。

$$E_s = 6.11 \times 10^{aT / (b+T)} \quad (4.5)$$

ここに、 T は気温[°C]、 a, b は定数で水面の場合 $a=7.5, b=237.3$ 、氷面の場合 $a=9.5, b=265.5$ であり、気温が 0°C より高い場合には水面、0°C より低い場合には氷面とした。

比湿を保存した場合と相対湿度を保存した場合とで年平均比湿と月平均河川流量を比較した結果を図 4.7 に示す。相対湿度を標高に沿って保存した場合には高標高域で乾燥するように補正されていることが分かる。しかし、河川流量を比較した場合には季節変化に大きな違いは見られず、しかし年間を通して流量が低くなっている。その理由は、高標高域における凝結量の減少と蒸発量の増加によるものと考えられる。

今回の結果を見ると大きな変化が見られなかったが、今後の解析では相対湿度が保存さ

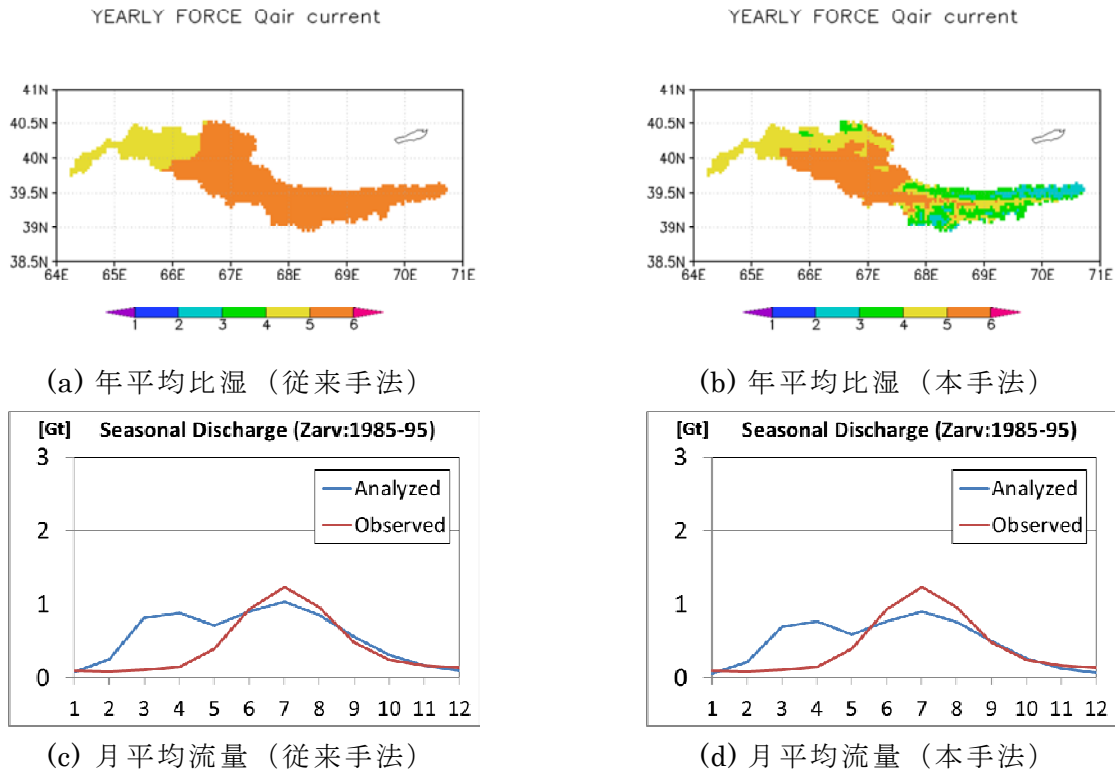


図 4.7 比湿の標高補正の効果

れる形で内挿を行う。その理由は冬季の凝結量が少なかったためであるが、今回過大と考
えた凝結について、特に地表面温が低い場合には起こり得る現象ではあるが、今後はその
原因について検討していく必要がある。

4.4 空間解像度に関する検討

従来までの山岳域での解析では、標高をメッシュ平均値で解析してきたため、解像度が
低い場合にサブグリッドスケールに存在する高標高域において融雪が融け残るとい
う現象が考慮されていない可能性がある。実際には、氷河域などのように夏季におい
ても雪が融け残っている領域は解析格子規模に広がった領域ではなく、山頂付近や谷部
といった周辺と比較して特に熱供給の少ない環境にある一部領域のみである。これら
の一部領域において融け残った雪は、夏季の水資源を涵養しているため面積的には少
なくとも水資源上は非常に重要な存在である。

そこで本節では、これらのサブグリッドスケールに存在する雪域を考慮することによ
る陸面過程解析上の違いについて定量的に検討するため、4つの空間解像度の異なる
解析を行いそれぞれを比較する。

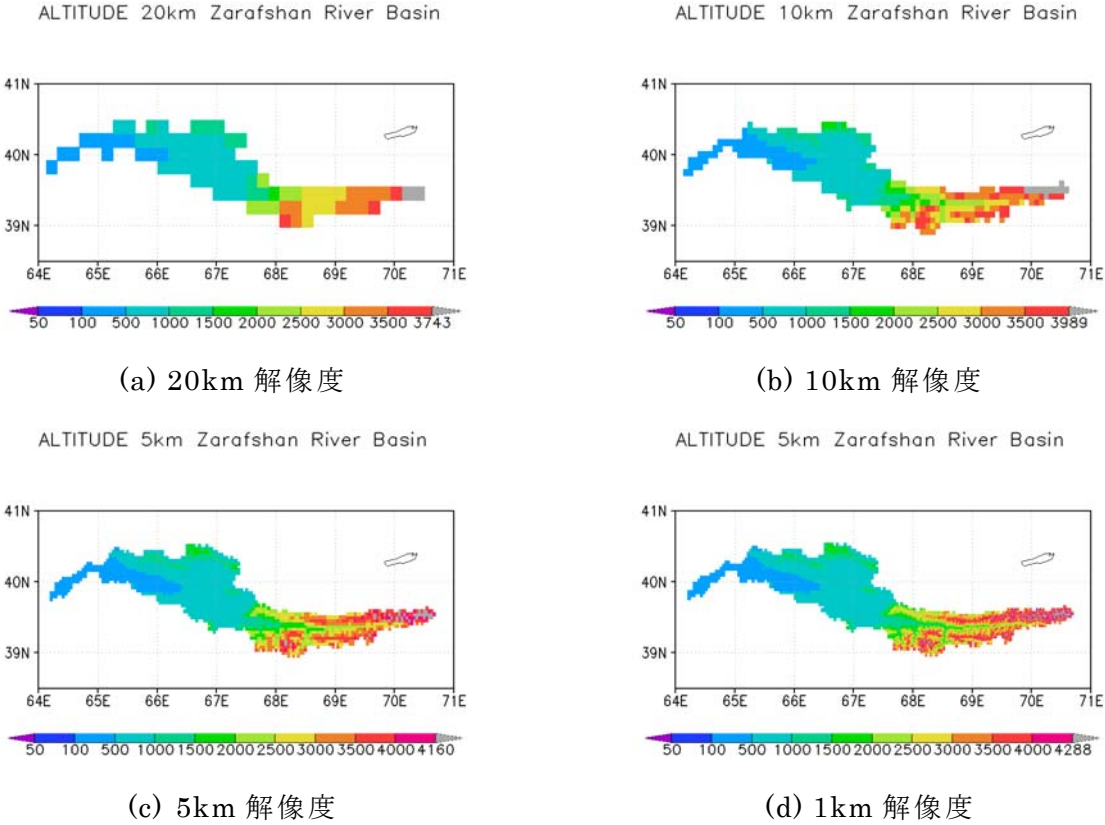


図 4.8 各空間解像度におけるメッシュ平均標高値

4.4.1 解析条件

元々のザラフシャン川流域における解析は空間解像度 5km で行ってきたが、本節では 1km, 5km, 10km, 20km の 4 種類の空間解像度による解析結果を比較した。

図 4.8 は、ザラフシャン川流域の高標高域で各空間解像度におけるメッシュ平均標高値の分布図であり、空間解像度が異なることで全く異なった標高分布での解析を行っていることが分かる。なお、灰色領域は今回の解析で氷河域と設定した領域であり、各解像度間で面積が合うように設定されている。図より高解像度のメッシュで解析を行う事が理想である事が分かるが、計算資源の制約上現実的とは言えない。ここで、現状の解析では標高値によって変化する解析条件は気象強制力と氷河メッシュの選定のみであるため、気象強制力の空間内挿に関する誤差を考えなければ各標高帯の面積率が整合していれば低解像度の解析でも高解像度での解析と同様の結果を得られるものと思われる。図 4.9 は、SRTM 標高データを基に解像度ごとのメッシュ内平均標高を計算した際、1000m 以上の各標高バンドの総面積を示したものである。ここで、図中の ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) とは ASTER-GDEM 標高データ (Global Digital Elevation Model) から得られる空間解像度 30m の標高データを基に、同様の標高バンド毎総面積をとったものである。ASTER-GDEM は METI と NASA による衛星プロジェクトである。

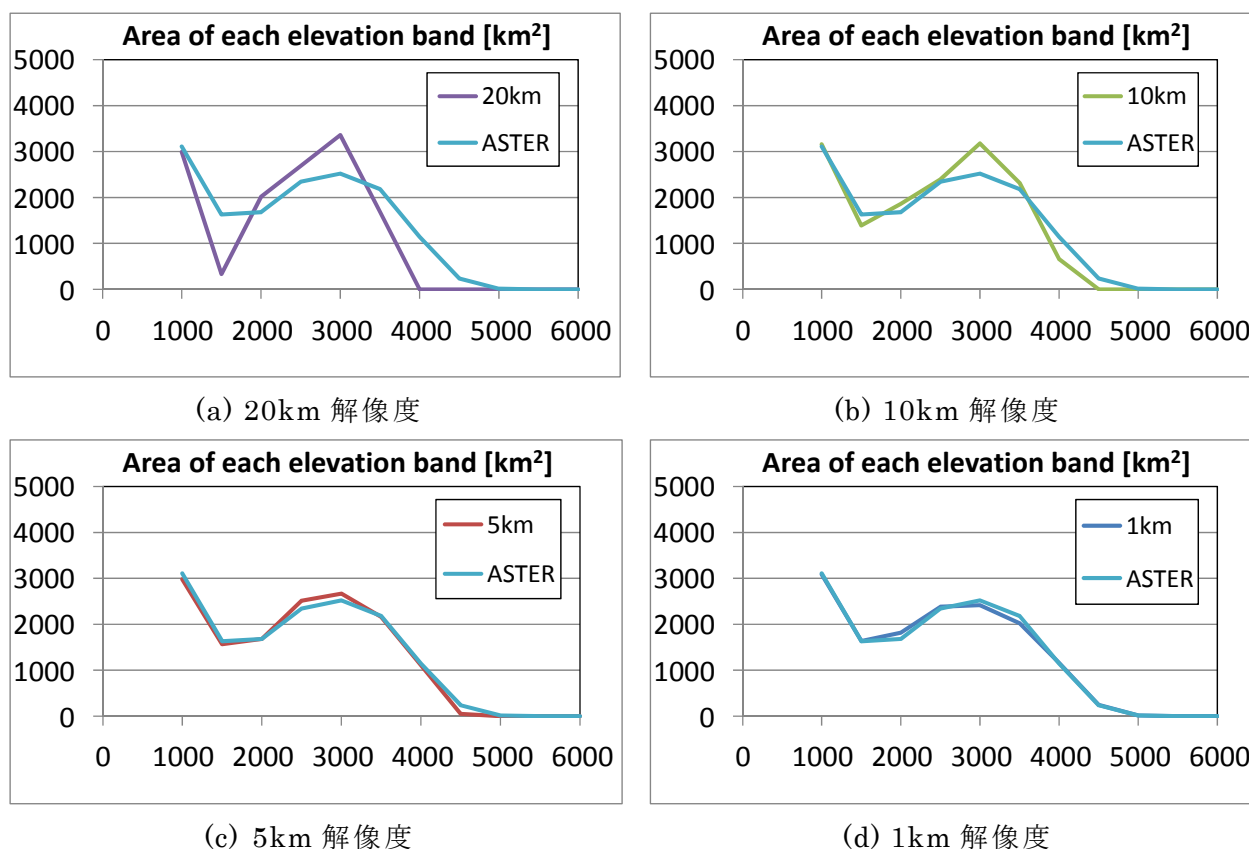


図 4.9 各解像度での標高帯別面積

図 4.9 より、5km より細かい解像度の場合ではほぼ ASTER-GDEM と整合しており、その一方で 10km より粗い場合にはずれが見られた。これより、5km 解像度と 1km 解像度との間では標高帯別面積上ではほぼ同じ条件で解析を行えることを示すと共に、10km 以上の解像度では山岳域において標高帯の混在を考慮できていない事に起因した解析上のずれが発生する可能性が示唆された。特に、メッシュ平均値は高標高域の標高帯面積を過小評価する傾向があるため、氷河や積雪の融け残りを解析の中で十分に考慮できないことが考えられる。次節では陸面過程解析の結果に基づいてこれらの影響を定量的に評価する。

4.4.2 異なる空間解像度による解析結果間の比較

図 4.10 に各解像度で解析した結果を示す。ここで、異なる解析間で氷河面積が変わってしまうと年間融解量が大きく変わってしまうため、全ての空間解像度において共通して 610km² の氷河面積が実現するように氷河域最低標高の値を調整している。

結果を見ると、空間解像度が異なる場合には大きく結果が異なる事が分かった。第一の理由としては、氷河を与えた際に氷河面積が各空間解像度間で保持されるように設定すると、低解像度メッシュでは図 4.9 に示されるように高標高域の面積を過小評価するため、氷河の最低標高を低く設定しなければならなくなり、氷河の融解強度が上がってしまうためである。各解像度における氷河域の最低標高値は、20km 解像度で 3743m、10km 解像度で 3989m、5km 解像度で 4160m、1km 解像度で 4288m である。このように、氷河からの融解は標高値の影響を大きく受け、空間解像度が粗い解析では報告された面積と合わ

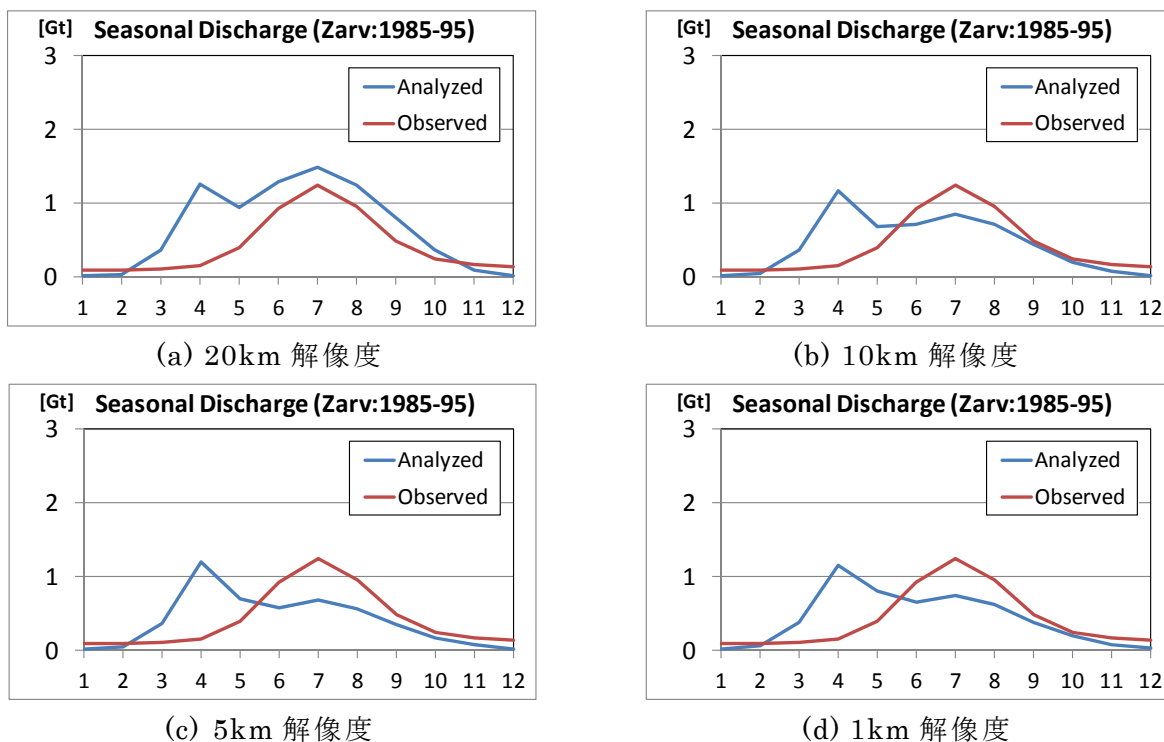


図 4.10 月平均河川流量（空間解像度別）

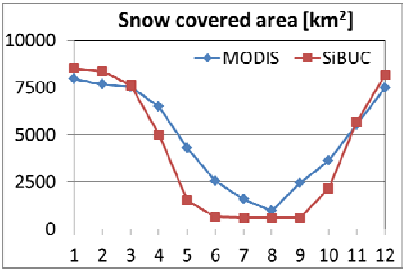
せても大幅にずれた解析をしてしまうことが分かった。

一方で、単年性の雪の融解過程に関しては大きな変化は無く、単純に空間解像度を上げたとしても 4 月をピークに一気に融解してしまうことが分かった。よって、融解時期のずれの原因はサブグリッドスケールの標高帯の混在によるものだけでなく、更に斜面方位の混在等も考慮する必要があるように思われる。

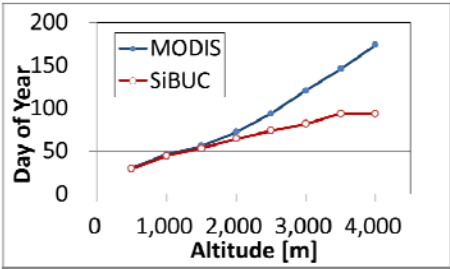
このように、空間解像度が異なることでメッシュ内の標高帯の混在が考慮できず、山岳域での解析では結果が大きく異なることが分かった。今回は氷河域が標高値に従って設定されていたため影響も大きかった一方で、単年性の雪がどの標高帯からも春先に同時に融解したため、単年性の雪の融解に関して違いは少なかったものと見られる。流出に対する融解の各標高帯からの寄与度を明らかにし、それらをモデルで再現できるようになれば、より顕著な違いが見られることと思われる。

4.4.3 高解像度解析での現状と課題

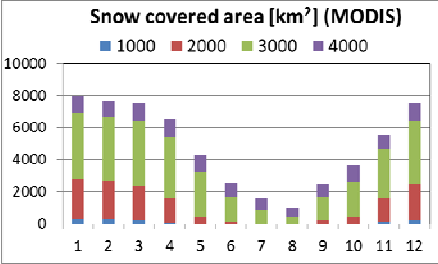
本節では、1km という高解像度での解析を行うことで地形の複雑な山岳域においても正確な水熱収支解析を目指したが、実際にはこれまでに示したように正確な解析を行う事はできなかった。



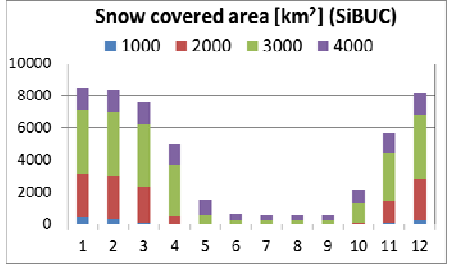
(a) 雪被覆面積の月変化



(b) 平均融雪完了日



(c) 標高バンドごと月別雪被覆面積 (衛星解析結果)



(d) 標高バンドごと月別雪被覆面積 (陸面過程解析結果)

図 4.11 高解像度解析結果と衛星解析の比較

その原因を探るため、衛星解析結果と解析結果を比較する。図 4.11 の a,b は、高解像度解析結果を基に図 4.5 で示した衛星解析結果と陸面過程解析結果を確認したものである。

使用した MODIS (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer) データは, MOD10A2 と MYD10A2 の 8 日間最大積雪域データであり, 雪が解け切る事を前提としているので氷河域は除いている. 図 4.11 では解像度が高いことに加えて, 4.3 節で解説した気象強制力の標高補正の影響を考慮しているが, 依然として 3~5 月に急激に融解が進んでいることが示されており, 融雪を早期評価していることが分かる. 加えて, 図 4.11 の c,d に標高バンドごとの月別雪被覆面積を比較した. すると, 衛星解析結果では季節が進むことで低い標高帯から順に融解していることが分かるが, 解析結果では春先に全標高帯で融解が発生している. やはり融解が早いため, 今後の課題としてその原因を探っていく予定である.

4.5 標高モザイクスキームの検討

4.5.1 標高モザイクスキームについて

前節では, 山岳域での陸面過程解析において空間解像度によって解析結果が異なり, その原因はメッシュ内の標高帯の混在を考慮できていない事が問題であることが分かった.

そこで本節では標高モザイクスキームについて検討を行う. 一般的な陸面過程モデルでは, サブグリッドスケールの土地利用の混在を考慮するために土地利用モザイクスキームを使用している. これは解析メッシュ内の全土地利用種に対し独立に解析を行った後, それらの面積率に応じて足し合わせるという手法であり, 下の式(4.6)で表される.

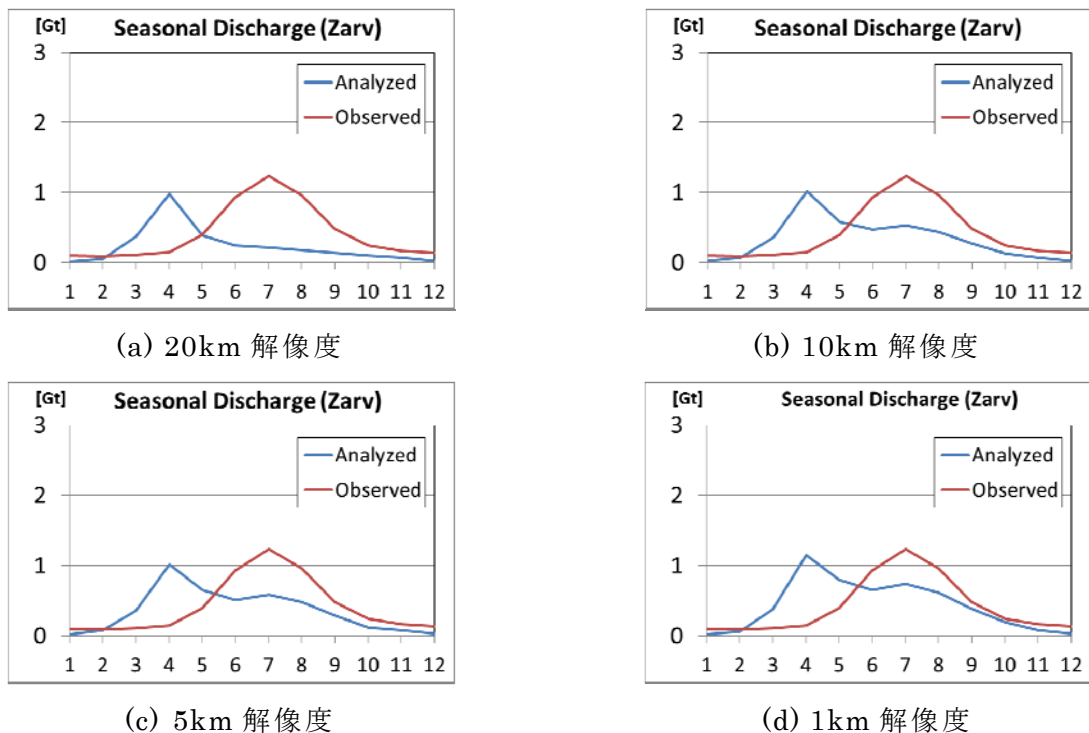


図 4.12 月平均河川流量 (空間解像度別)

$$F_{total} = \sum_i F_i V_i \quad (\text{但し, } \sum_i V_i = 1) \quad (4.6)$$

ここに、 F はフラックス、 V は面積率、添え字の i はサブグリッドスケールの各要素を示し、ここでは土地利用種となる。しかし、山岳域において土地被覆はほぼ一様であり標高の方が水熱収支に与える影響が大きいため、メッシュ内に存在する標高値を各標高帯に分類し、その標高帯ごとにモザイクモデルを適用することを試みた。なお、本節では土地被覆の混在より標高帯の混在の影響が大きくなる境界を標高 1500m と設定し、各メッシュに対して 1500m 以下の各土地被覆に加える形で 1500m 以上の各標高帯をモザイクに加えた。なお、水体と都市域と灌漑地に関しては、標高が 1500m 以上であっても土地被覆モザイクに加えている。

4.5.2 解析結果

本節では、1km 解像度での解析を疑似真値として、低解像度の標高モザイクスキームで表現できるかについて検証する。各解像度で解析を行い、1km 以外の解像度での解析では 1km 標高データを基にした標高モザイクスキームを用いている。図 4.12 に解析結果を示す。

これより、図 4.10 と比較して非常に改善された結果を得る事ができた。解像度 20km 時では夏季の氷河からの融解量が減少する傾向にあるが、それ以外の季節変化等については整合性の高い解析結果を得られている。今後は夏季の融解量が違った原因についても考察していきたい。

4.6 結論

本研究では、山岳域の水熱収支解析を改善させるための検討を行った。陸面過程モデルを用いて河川流量を再現したところ、観測データは 7月をピークとしていた一方で、解析結果では 3~5月頃に集中的に融解が発生していた。衛星解析結果と比較しても同様に融解を早期評価していることが分かり、単純に陸面過程解析において流出過程やダム操作を考慮していないことが原因ではないと思われた。そこで本章では、気象強制力の標高依存性と、山岳域での解析に使用するメッシュの解像度について検討を行った。

まず、気象強制力の標高依存性についての検討では、下向き長波放射に標高依存性を考慮した補正を行うと、融雪の早期評価が若干緩和されることが分かった。一方で、比湿に関しては標高依存性を考慮しても大きな変化は見られなかった。次に、解析格子の空間解像度を変えた解析を行い、起伏の激しい地域において解像度を変えた場合の解析結果の違いについて検討した。その結果、氷河域の扱い方や気象強制力の与え方が変わるため大き

な違いが見られた。そこで、メッシュ内での標高帯の混在を考慮するための標高モザイクスキームを構築し、その効果を検討したところ、低解像度における解析においても高解像度で解析した際の月別河川流量を再現することができた。しかし、解像度の違う解析間で夏季の融解強度に違いが見られたため、今後はその原因についても考察が必要である。加えて、最も空間解像度が高かった 1km での解析でも観測された月別河川流量を再現することができず、季節を追う毎に低い標高帯から順に融解することが衛星解析と比較すると再現できていなかった。

よって、今後は気象強制力に対して短波放射に関して斜面勾配の影響を考慮したり、陸面過程モデル内の雪層を多層化するなど融解プロセスを再検討することでモデルの再現性向上を図る。

第5章

アラル海流域への適用

5.1 序論

5.1.1 背景

中央アジアに位置する流域面積 180 万 km² のアラル海流域では、アムダリア川、シルダリア川両河川を中心に乾燥地である中下流域での灌漑が行われてきた。最下流のアラル海は内陸湖で、かつては世界第 4 位の面積を有していたが、1940 年頃よりソ連が進めた自然改造計画の一環として大規模な灌漑地が開発された結果、河川からの流入量が激減し、その面積をかつての 10% にまで縮小させた [Cretaux, 2005]。1991 年にソ連が崩壊すると流域は 6 カ国に分断され、関係国間の水利用条約が失敗に終わる中で国際問題にも発展している [Elhance 1997; JICA 2009]。現在数百万人が水不足の被害に遭っていると報告されており [Micklin 2007]、アラル海縮小に象徴される水環境問題は 20 世紀最大の環境問題とも言われている [Glantz, 2005]。これを解決し、持続可能な社会を実現するために、長期的・国際的な水利用計画の作成が必要である。

この計画作成には、科学的根拠として流域の水資源量と水需要量の推定が必要である。既往の研究では統計的推定手法が主流で、例えば Raskin et al. (1992) は WEAP (Water Evaluation and Planning System) モデルを用いて水需要・供給量を 1987 年から 2020 年まで予測し持続可能な計画について考察している。このような情報は、過去から現在にかけて行われた水管理について把握できるため流域の水管理上では有用なものとなっている。しかしその一方で、灌漑手法や気候条件等が変化した場合の影響・効果を推定できず、実際に流域で気候変動の影響が顕在化してきていると報告される中で [Yao and Thompson, 1992]、現実的で長期的な計画を立案するために物理的な推定手法の構築・改良が必要となっている。

近年では、複数の水循環モデルを用いた物理的な水資源量評価が試みられており、全球を対象として GSWP2 (Global Soil Wetness Project) 等のモデル間比較プロジェクトではモデル間の比較も試みられた。しかし、中央アジア等の乾燥地においてはモデル間のばらつきが大きく、その理由は当該地域における適用研究が少なく、乾燥域における地域の特徴がこれまでモデル開発に活用されてこなかったことが一因である。

そこで筆者らは、これまで物理的手法を用いたアラル海流域の水収支解析を試みてきた[峠ら, 2011]. 本研究では、更に流域の実情を忠実に再現するモデルの構築を目指し、アラル海の縮小や畝間灌漑といった流域の特徴をモデルに反映させ、流域の現状を忠実に反映させることを試みる.

5.1.2 本章の目的

本章は四部構成となる.

5.2 節では、水循環モデルの灌漑スキームの改良を目的とした定点集中観測の結果と、それを用いたモデルの再現結果を示す. 従来のモデルが世界のごく限られた地域の農業的知見を用いて開発されてきた経緯から、乾燥地・半乾燥地に立地し塩類集積の影響も大きい当該流域において経験的に行われてきた灌漑規則を明らかにすると共に、モデルに反映した場合に種々の統計値を再現できるかどうかを検証した.

5.3 節では流域全体の解析時に使用した種々の条件設定について説明した. アラル海消長モデルに必要なアラル海の等深線データの作り方や、灌漑面積拡大を入力条件に反映させた方法等について解説した.

5.4 節では、実際に流域全体に適用し過去の水循環の再現を行い、過去の水資源量や灌漑必要水量が灌漑地の拡大に伴ってどのように推移し、アラル海の縮小に寄与したかを再現した. 加えて、1960年以降の中央アジアの水開発を仮想的に緩和させた場合のシナリオ分析も行い、各条件下でのアラル海面積を推定することで様々な灌漑緩和策が流域の持続可能性に与える効果について検証した.

最後に 5.5 節では、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S からの出力値を境界条件として気候変動の影響予測を行った. 本流域においては降水量の増加と気温上昇が予測されており、これが水資源量・水需要量に与える影響を推定した.

5.2 灌漑地における集中定点観測

5.2.1 集中定点観測の目的と概要

近年、流域から全球に至る様々なスケールを対象とできる種々の水循環モデルが構築されてきている. その中で、灌漑スキームは灌漑必要水量推定のためだけでなく、流域水循環の中の重要なプロセスとして認識されてきている. 本研究で用いている灌漑スキームでは、3.3 節で解説したように最低土壌水分量と一回辺り水供給量を用いて最適な灌漑規則が仮定されており、作物種と農事歴ごとに設定された値が限られた地域の農業的知見に基づいて構築されている. 最低土壌水分量と一回辺り灌漑供給量を用いた灌漑規則のモデル化は、土壌水分量の物理的解析結果に基づいているので様々な気候・地質条件に適用する

上では理にかなった手法であると言えるが、観測データの少ない特に発展途上国等の地域では、現実的には灌漑必要水量の検証を FAOSTAT (database of the Food and Agricultural Organization of the United Nations)等から得られる国ごとの統計値を満たすように設定されてきたため、過去の再現や現状の解析を行う上では再現性の高い結果を得ることができるが、具体的な灌漑規則が曖昧なままで気候変動予測等を行うこととなり危険である。

実際、3.3 節の灌漑手法は最低土壌水分量を常に保持し続けるという最適な灌漑手法が仮定されているが、Toderich et al. (2008a)によると、アラル海流域では各作物・農事歴ごとに必要な灌漑水量は明らかでなく、経験的な手法により灌漑が行われているという。また、ウズベキスタンの農地の 47.5%において深刻化しているという塩類集積の影響によってどのように灌漑操作が行われているのかを調べることも重要である [World Bank, 2003]。

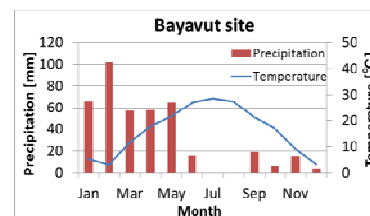
以上より、本章ではウズベキスタンの二地点において定点集中観測を行った。使用したセンサーは、WET-sensor (Delta-T)と DL/N90 (Koshin)である。WET-sensor は土壌水分量と E_c 、土壌温度を測定し、DL/N90 は水圧を観測することで地下水位を観測できる。

5.2.2 観測地点について

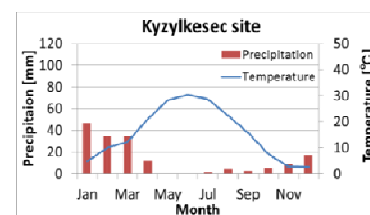
観測を行ったのは、ウズベキスタンに位置する二つの試験農場である。図 5.1 に観測地点の位置と各点の月降水量・月平均気温の長期平均値を示す。加えて、表に観測地点の概要を示す。



(a) 観測地点の位置



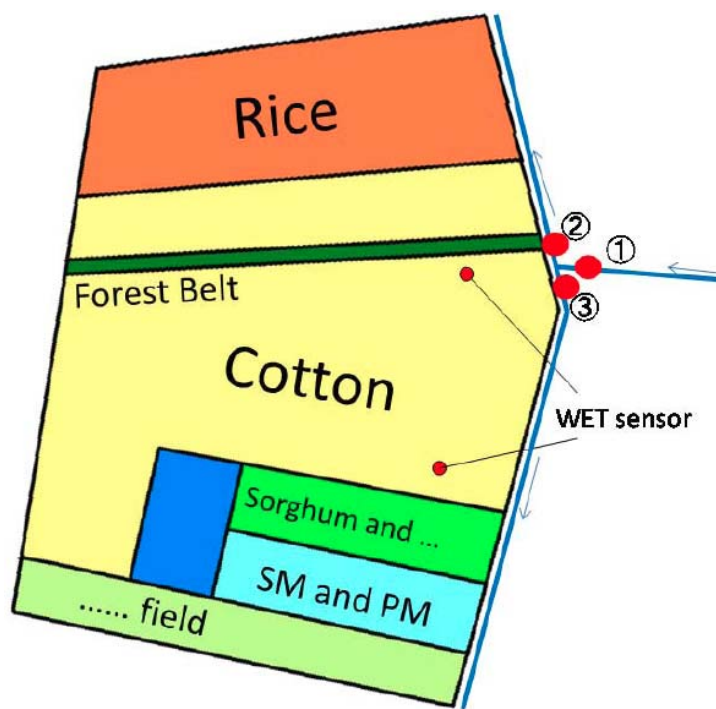
(b) Bayavut 地点の月別平均値



(c) Kyzylkesec 地点の月別平均値

図 5.1 中央アジアでの観測点

Bayavut 農場はシルダリア川中流域の半乾燥地帯に位置し、年降水量 200~300mm 程度である。農場では、綿花、冬小麦、ソルガム、コメが塩類集積土壌で灌漑されている。図 5.2 に Bayavut 農場と観測サイトを示す。Bayavut 農場内では、それぞれ 2011 年、2012



(a) Bayavut 農場の概要

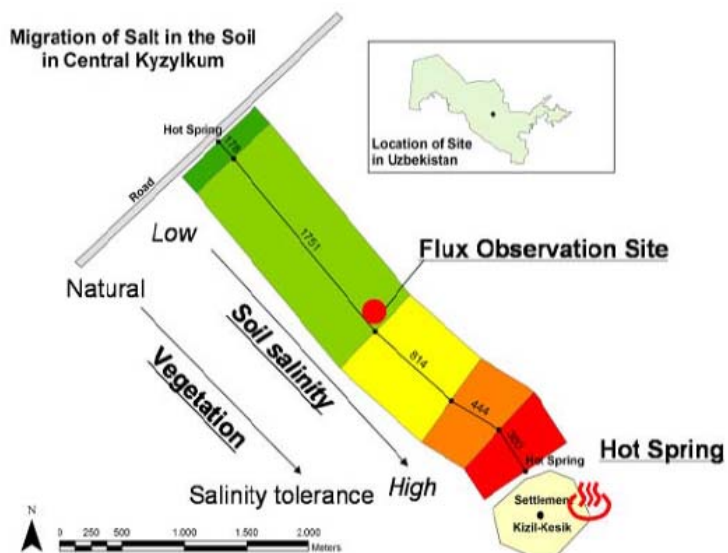


(b) BY2011 サイト



(c) BY2012 サイト

図 5.2 Bayavut 地点



(a) Kyzylkesec 農場の概要 [Toderich et al., 2008b]



(b) KZ2011 サイト



(c) アルファルファ農場

図 5.3 Kyzylkesec 地点

年より観測が進められてきた BY2011, BY2012 の二つの気象観測ステーションを設置している(図 5.2 b,c). BY2011 は 2011 年 11 月より, 綿花農地の深度 20,40cm に設置した. BY2012 は 2012 年 6 月より深度 20cm に設置しており, その地点は 2012 年にソルグム, 2013 年には綿花が植えられていた. BY2012 は 2013 年の 6 月よりセンサーが故障したため, 観測が止まっている. BY2011 においては, 2012 年の冬, 2013 年 7 月, 2014 年夏の 3 期間にバッテリートラブルにより観測が中断しているが, 現在も観測が進められている.

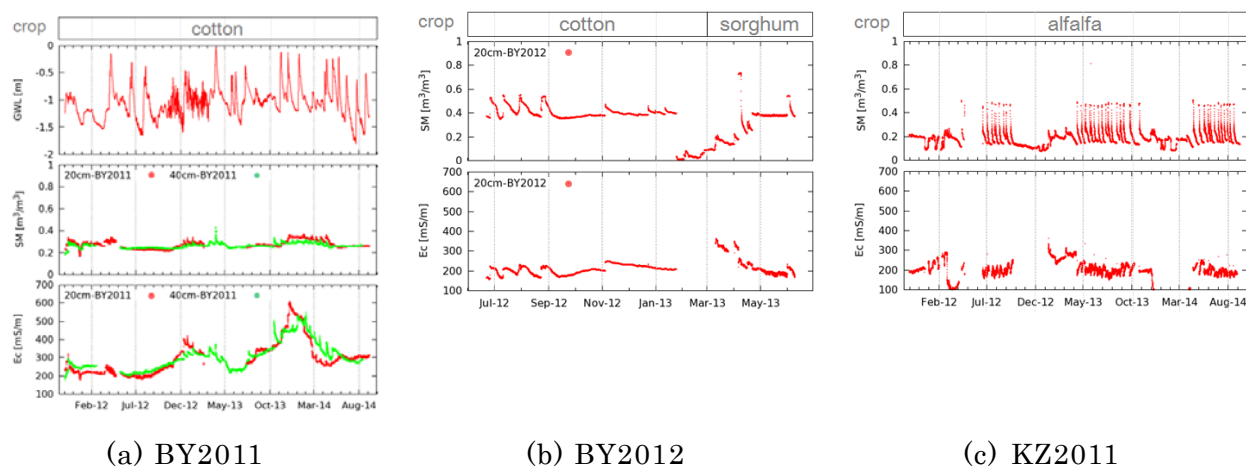
Bayavut 農場では, ソ連期から大規模に綿花栽培が行われてきたため, 塩類集積が深刻である. 周辺には塩類集積の結果として耕作放棄された農地も存在し, 現在は春先にリーチング操作を行う事で作物に対する塩類の影響を緩和させている.

Kyzylkesec 農場は, キジルクム砂漠の乾燥地帯に位置し, 年降水量は約 110mm である. 当地域にはソ連期に自噴井戸が複数作られており, その水を利用してアルファルファ, ソルグム, メロン, 果物等の灌漑が小規模に行われている. 図 5.3 に Kyzylkesec 農場と観測サイトを示す. 2011 年 11 月より KZ2011 ステーションがアルファルファ農地に設置され, 深度 20cm で観測されている. 加えて, 甲山ら(2008)によって 2006 年より気象データの集中定点観測が進められている. KZ2011 では, 冬季は土壌水温がセンサーの限界値より低下するため Ec の観測ができていない.

Kyzylkesec 農場では, 周辺に塩類集積が深刻な地帯が存在するものの, KZ2011 を設置したアルファルファ農地において塩類集積は深刻で無いため, リーチング操作も春先に通常より多めの灌漑を行う程度でしか行っていない.

5.2.3 観測結果

図 5.4 に観測結果を示す. ここに, 図中の *SM* は体積含水率, *GWL* は地下水位である. BY2012 年の冬から春にかけて大幅な観測値の乱れが見られるが, これは BY2012 におい



(a) BY2011 (2011年11月~2014年9月) (b) BY2012 (2012年6月~2013年6月) (c) KZ2011 (2011年11月~2014年9月)

図 5.4 観測結果

て2012年から2013年にかけてソルグムから綿花への作物変更を行ったので畑を耕したことで、リーチング操作の影響と考えられる。

まず、土壌水分量の変動をみると、同じ Bayavut 農場であるにも関わらず、土壌水分量の値は BY2011 と BY2012 との間で大きく異なり、BY2011 において土壌水分量は低い状態であった。この理由は、BY2011 は灌漑地の端に立地しているため、灌漑時に水が十分に導水されなかったためと考えられる。BY2012 では灌漑に伴って土壌水分量の変動しており、灌漑期には体積含水率 0.4 前後を下回らないように灌漑が行われていることが分かる。観測が行われていた 2012 年 6 月から 2013 年 6 月の間に計 5 回の灌漑が行われており、土壌水分量の最低値には約 2~3 週間かけて下がっている。灌漑期間は 6 月から 8 月であることも分かる。

KZ2011 では、BY2011 よりも激しく土壌水分量が増加している。乾燥した気候や砂質の土壌によって蒸発強度や浸透強度が高いことが原因である。そのため灌漑の頻度も高く、年間に 15~16 回程度の灌漑が行われている。Kyzylkesec 農場は Bayavut 農場と比較して灌漑地の規模が小さいため、畝間灌漑時の一回あたりの灌漑水量が低い。このことは灌漑回数の増加に寄与していると共に、後述する適用効率の改善につながっている。

次に E_c の変化を見ると、まず Bayavut 農場においてリーチング操作の影響が土壌水分量の増加と E_c の低下、地下水位の増加によって示されている。リーチングに必要な水量は一回分の灌漑水量より多いため、地下水位はリーチング時にほぼ地上付近まで増加している。そのため、20cm、40cm と深度の違うセンサー間で比較すると、20cm ではリーチングによって急激に E_c が低下する一方で、40cm では徐々に低下していることが分かる。

また BY2011 では、観測された年ごとに E_c の値が大きくなっていることがわかる。毎年灌漑期を過ぎると次第に春先まで増加していき、その後リーチングの影響で低下する。BY2012 においては、灌漑が行われると E_c も減少していることが分かり、灌漑操作自体も短期的には E_c を減少させるように働くことが分かる。このリーチング操作と灌漑操作によって、灌漑期では E_c に年ごとの違いはほぼ見られなかった。そのため、MODIS から得られる NDVI の年変化を確認したが、灌漑期には年ごとの変化は見られなかった。

一方、KZ2011 では観測期間を通して E_c が維持されており、リーチング操作もほぼ行われていない。適用効率の高い灌漑操作が E_c の上昇を抑えている可能性がある。

5.2.4 モデルの改良・解析結果

本節では、前節で得られた観測結果を基にモデル内の灌漑スキームの改善を行い、その結果や各農地における適用効率について検証を行う。解析に使用した気象強制力は、Kyzylkesec 農場では甲山ら (2008) の気象観測値、Bayavut 農場では H08 や JRA25 といった全球データをベースに近隣の Yangier 気象観測ステーションで観測された日降水量、

日平均気温，日平均風速，相対湿度のデータで補正を行っている。

観測の結果より，まず Bayavut 農場では，6 月から 9 月までに年間 5~6 回の灌漑を行っていることが分かり，4 月にもリーチングのために導水している事が分かった．Kyzylkesec では，15~16 回の灌漑を 4 月から 10 月頃まで行っていた．これらを基に再現計算を行い，SiBUC の灌漑スキームで再現する．なお，今回調整したパラメータは最低土壌水分量と灌漑期間，一回当たりの灌漑水量である．

表 5.1 農地上の年間水収支長期平均値

Station	Prec	Irrig	ET	Tveg	γ_a
Bayavut	289.0mm	600mm	772.7mm	423.0mm	0.632
Kyzylkesec	77.0mm	720mm	749.2mm	366.8mm	0.586

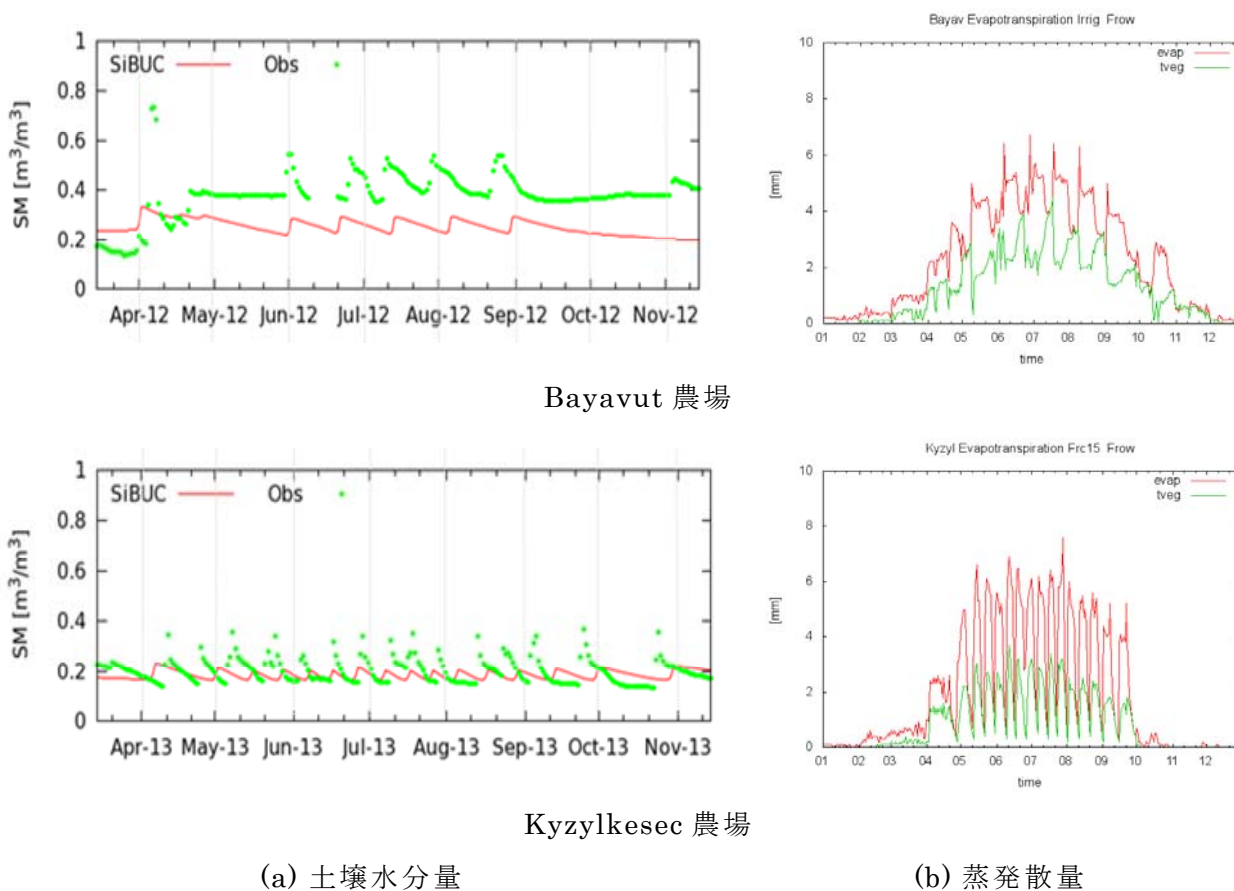


図 5.5 各試験農場での水熱収支再現結果

その結果が表 5.1 と図 5.5 のようになった．ここに，表の各項は *Prec* は年降水量，*Irrig* は年間灌漑必要水量，*ET* は年蒸発散量，*Tveg* は年蒸散量， γ_a は式(3.14)で計算される適用効率である．図は体積含水率の日変化であり月降水量も示している．図 5.5 を見ると，図 5.4 の観測値と比較して土壌水分量の絶対値が大幅にずれていることが分かる．この理

由は、SiBUCで解析を行う際には土壌水分量は飽和度で計算しており、一方で観測では体積含水率を求めているため、比較のため飽和度から体積含水率を求める際に間隙率の値が必要であるためである。間隙率のデータは、ECOCLIMAPから得られる土壌組成から推定しているため、元々不確定性が大きい上に、灌漑農地では他の地域と比べて人為的な攪乱が定期的に行われているので間隙率は大きいことが推察される。現に、土壌組成より推定された間隙率はBayavutにおいて0.45であり図5.4に示される体積含水率の最大値はこの値を超えてしまう。よって、今回の検証では体積土壌水分量の絶対値は比較に用いずに、灌漑後最低土壌水分量に2~3週間で戻ると言う事や、一年間の灌漑回数が再現できるように調整を行った。最終的に調整したパラメータは、Bayavut, Kyzylkesecにおいて、最低土壌水分量0.23と0.16（飽和度では0.5, 0.37）、一回当たり灌漑水量100mmと40mmであった。

両試験農場の結果を比較すると、適用効率 γ_a の値はKyzylkesec農場の方が低くなっているが、大きな差にはなっていない。Kyzylkesecでは蒸発散強度が非常に高く水損失が大きい地域であるため、最低土壌水分量が比較的低い作物種を選択したり、農場の大きさを小規模にすることで、畝間灌漑時に与える一回当たりの灌漑水量を少なく抑えるなど現地の工夫がある。その結果、塩類集積が深刻な地域にありながらEcの増加を抑えた灌漑が行われている。

5.2.5 流域全体への適用性評価

これより構築した灌漑規則を流域全体に適用することにより、灌漑回数や灌漑必要水量について現地の資料と比較を行い、本スキームの適用性について評価した。使用した入力データは、気象強制力と地表面パラメータ共に5.4節の流域全体水収支解析時に用いたものと同じであるため、解析手法等も含めて詳細は後述する。図5.6はその際の結果である。これより、灌漑必要水量は流域の大部分で800mm前後であり、最大値も1000mm以下と

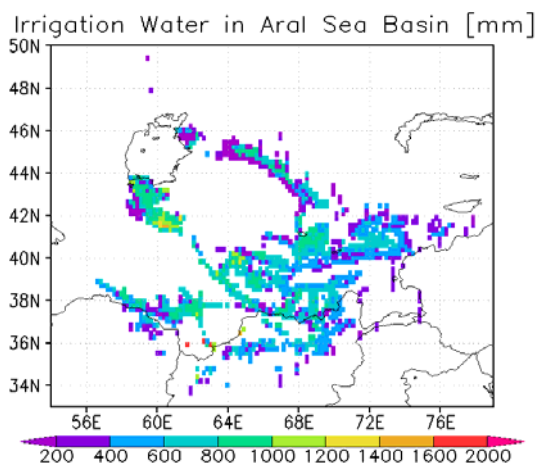


図 5.6 流域全体への灌漑必要水量解析結果

なった。

綿花の灌漑必要水量に関しては、公開先によって複数の値が報告されている。まず、Micklin (2000)では、単位面積当たり灌漑必要水量を 1460~1700mm としており、運搬効率を 40%とすると 580~680mm 程度となる。次に福嶋ら (1995)によると、綿花の灌漑必要水量はアムダリア川流域で 940mm/yr, シルダリア川流域で 840mm/yr と報告している。加えて、筆者らがウズベキスタンの現地機関を訪問した際に入手した資料では、綿花の灌漑必要水量はシルダリア川周辺のステップ地域で 600~700mm, より乾燥が強いジザクや南部のスルハンダリアでは 700~800mm 程度であった。なお、最も乾燥が強いウズベキスタン西部のアムダリア川下流のデルタ地域等についてはデータを得られなかったため、より広範な領域に対する検証には更なる資料が必要である。実際には、綿花の灌漑必要水量は地下水位によって大きく依存する。前述の現地資料でも、ジザクにおいて地下水位が高い地域では 300mm 程度で済む場合もあるようである。資料間に報告値の違いがある原因の解明を含め、灌漑必要水量に影響を与える要素は今後の解析の精度向上のためにも明らかにする必要があるが、集中定点観測結果を基に解析された結果は報告されている値と比較して僅かに過大評価の傾向が見られるが、灌漑回数等の値が現地資料とほぼ同等で現地の代表的な灌漑管理を観測できていることが分かった。

5.2.6 結論

本節では、ウズベキスタンで行われている灌漑規則を土壌水分量から観測することで、現地で実際に行われてきた灌漑規則を明らかにした。

これにより、歴史的に灌漑が行われてきた農地で実際に農家が経験的に行っている灌漑規則を明らかにすることができたと言えるため、今後の解析では、全ての灌漑地において本節で構築した灌漑規則を適用する。

5.3 陸域水循環解析の流れと計算条件

5.3.1 解析の流れ

これより、前節で得られた観測の結果を基にアラル海流域全体の解析を行う。

本章で行う水循環解析では、まず空間解像度約 20km で流域全体の水収支を灌漑地での取水等の影響も考慮しつつ解析する。その結果からアラル海への流入水量を推定し、アラル海の消長モデルにより面積・水量の変化を推定した。解析の流れを図 5.7 に示す。

まず、陸面過程モデル SiBUC による鉛直次元解析を行い、第三章の式(3.23)に基づいてアラル海に流入する水量を推定する。その際には、物理モデルでは推定することができない流域外の水需要量であるカラクム運河への取水量を考慮している。推定されたアラル

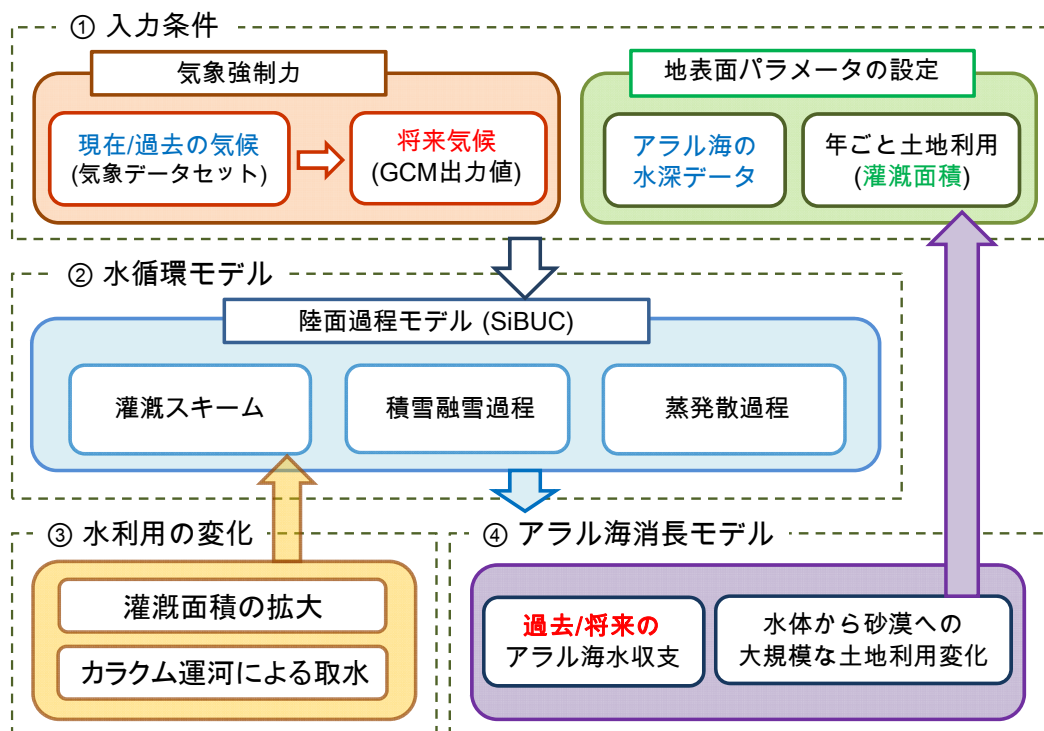


図 5.7 解析の流れ

海消長に伴う大規模な土地被覆条件の変化は次期タイムステップの陸面過程解析の土地被覆条件に反映させた。本章では、式(3.23)はカラクム運河への取水量を考慮して下の式(5.1)のようになる。

$$Q_{in} = \sum Runoff - \sum \frac{W_{in}}{\gamma_c} + \sum W_{out} + \alpha \tag{5.1}$$

ここで、 Q_{in} はアラル海への流入量、 $Runoff$ は SiBUC で計算された各メッシュの流出量、 γ_c は運搬効率、 α はカラクム運河への取水量、 W_{in} は灌漑取水量、 W_{out} は灌漑排水量である。 γ_c の運搬効率や α の推定方法は後述する。

アラル海の貯留量変化 ΔV は、式(5.2)で計算する。

$$\Delta V = Q_{in} + (P - E)_{Aral} \tag{5.2}$$

ここに、 $(P - E)_{Aral}$ はアラル海上における降水量と蒸発量の差で年積算では負の値をとる。

5.3.2 計算条件

本節では、本章での解析に用いた種々の計算条件について詳説する。なお、気候条件については次節以降で過去・将来のそれぞれに対して解説する。

・カラクム運河への流出量の推定

流域年間水収支を計算した際の式(5.1)は、右辺が流域全体の水供給・需要を足し合せているのに対し、左辺ではアラル海への流入量を表しているため、 α を考慮しない場合には

流域内で損失しなかった水が全てアラル海へ流入すると仮定されることとなる。しかし、実際にはアラル海流域外へ取水される水や、アラル海以外の窪地に流入する水量もあり、これらは水循環モデルによって物理的に推定することができない。今回はこれらを外部項として a を設定している。

本研究では a にはカラクム運河によって取水される水量のみが考慮し、窪地に流入する水量は統計資料が無く推定できないために考慮していない。カラクム運河はアムダリア川からトルクメニスタンに向けて取水される水路延長1370kmで世界最大の運河であり、同国の灌漑農業の約半分を賄っている。1950年代から表5.2のように建設され、現在では12.9Gtの水が取水されている。表3.4によると、これは972000haの灌漑地に供給されていることが分かるので、この灌漑面積と取水量との比率を過去においても変わらないと仮定することで図5.8のように推定した。

表 5.2 カラクム運河の発展

開発段階	工事期間 (年)	完成水路距離 (km)	水路容量 (m ³ /sec)	開発灌漑面積 (ha)
1	1954 - 1962	397	130	88000
2	1960 - 1966	537	198	170000
3	1966 - 1971	837	317	220000
4	1971 - 1982	1100	500	562000
5	1982 - 2003	1370	650	972000

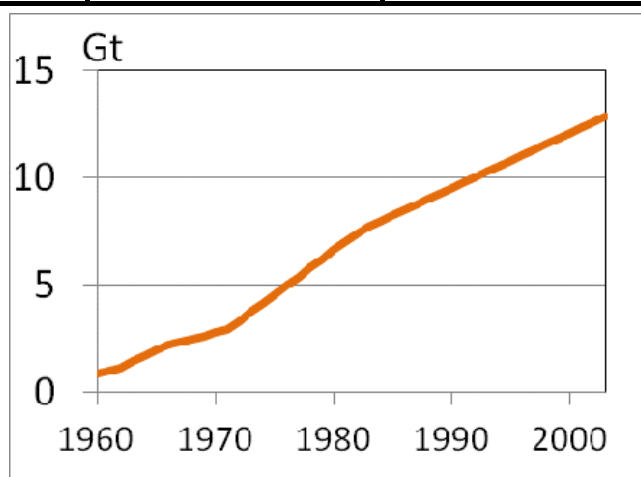


図 5.8 カラクム運河による取水量

他に a を用いて評価すべき水量としては、カラクム運河以外の運河による流域外への取水量や、アイダール湖やサリカミシュ湖といった他の湖に流入する水量が挙げられる。ここでアイダール湖とはシルダリア川下流で年々拡大している塩湖である。キルギスタンのトクトガルダムが冬季に発電を目的として大量の放流を行うために下流側で洪水が発生し、毎年約3Gtの水が流入していると報告されている³¹⁾³²⁾。これらの水体の面積の和は、現在

ではアラル海面積より大きくなっているとも言われており、今後当流域で解析を行う上ではより詳細に流入量を計算していく必要がある。

カラクム運河以外にも、流域外への取水量として、主要トルクメン運河と呼ばれるカラクム運河と同時期に計画された運河や、アムダリア川の下流部でトルクメニスタンの北部にあるダショグズ灌漑地に取水される水量等が挙げられる³³⁾。しかし、これらの灌漑地への取水量は公開されておらず、今回の解析では反映させることができなかった。本来、トルクメニスタンはウズベキスタンとアムダリア川の水量を二分する協定を立てているため、今後の解析でも無視することはできない。しかし、トルクメニスタンは灌漑開発に関わる情報を機密事項としているとの報告もあるため今後も取水量の推定は困難になることが予想される。衛星データ等の公開されているデータを最大限に利用することが、今後の研究では有用となることが予想される。

同時に、アフガニスタンへの水需要量も本流域では注目されている。同国は政情不安定のため取水している水量も多くないと言われているが、今後水需要量が増加した場合、アムダリア川の水争奪が更に活発化することが予想される。今後も関連諸国の政策には注意が必要である。

・アラル海の等深線データの作成

アラル海消長モデルに必要な等深線データには、ASTER-GDEM 標高データを使用した。このデータは、近年の地表面を約 30m 解像度で観測したデータであるため、アラル海縮小により露わになっている過去の海底の標高も計測されている。そこで本研究ではこれをおよぼす海底標高として使用する。

しかし、ASTER-GDEM データは標高値の鉛直方向の分解能が 1m であり、小数点以下は常に 0 である。そのため、非常に平坦なアラル海周辺地域では同一の標高を持ったメッシュが多数存在し、そのまま消長モデルに使用すると面積変化が水位変化 1m ごとに階段状に生じることとなる。そのため細かな解析ができないという問題があった。

そこで、同一の標高値を持ったメッシュに対してはアラル海の中心点から近い順に番号

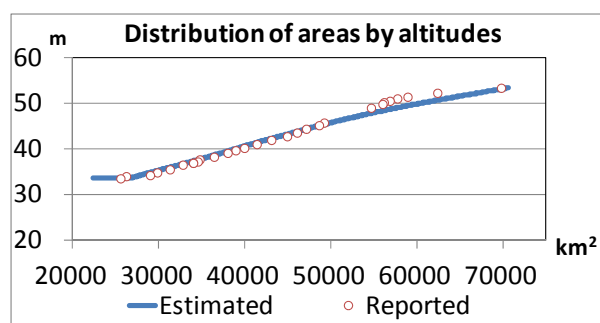


図 5.9 水面標高とアラル海面積の関係

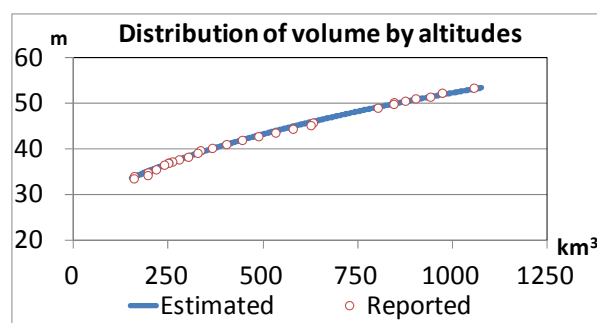


図 5.10 水面標高とアラル海貯水量の関係

i を与え、標高が等しいメッシュが N 個存在した場合に下式のような補正を行った。

$$Alt_i = Alt0_i + \frac{i}{N} + h \quad (5.3)$$

ここで Alt_i は i メッシュにおける標高値、 $Alt0_i$ は i メッシュにおける標高データの生値、 h は補正值であり後述するアラル海水位と面積、貯水量の関係が満たされるように全メッシュに共通して標高値に加えた値である。この等深線データを基に、アラル海の海面標高と面積、貯水量の関係を推定したのが図 5.9 と図 5.10 である。

5.4 過去のアラル海流域における水収支解析

5.4.1 入力気象データについて

本節での解析で使用した気象強制力データセットは H08 と JRA25 である。降水量データとして H08 を用いた理由は、雨量計の捕捉率に風速データを用いた補正を加えているために、水資源量の大部分が山岳域で雪として降水する当流域においては有用であると判断したためである。図 5.11 に年間降水量と年平均気温の長期平均値を示す。

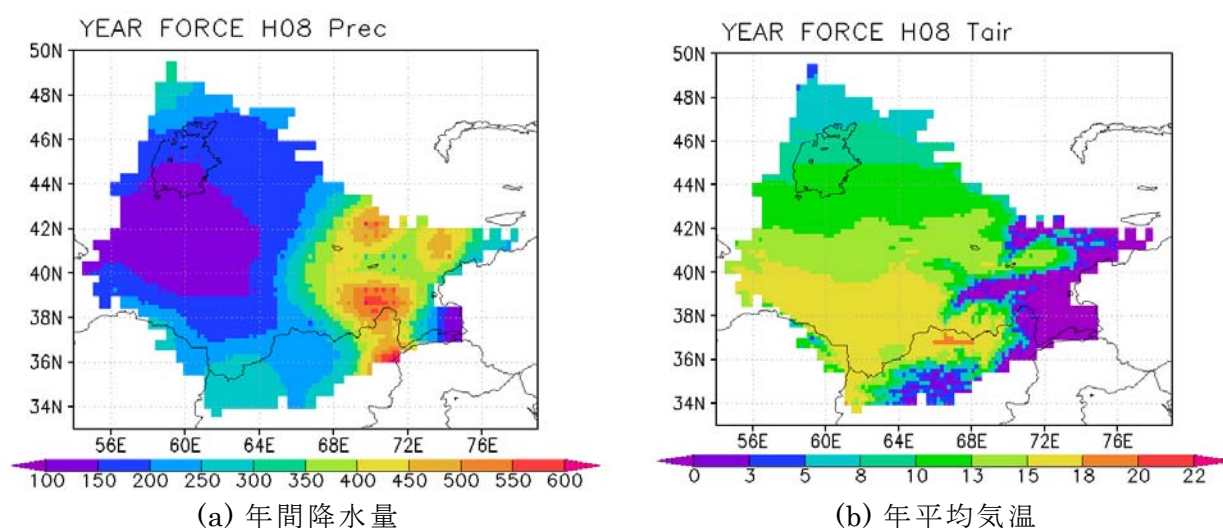


図 5.11 アラル海流域における気象強制力長期平均値

後述するが、本節で行った過去の水収支再現計算の結果、灌漑必要水量は一般的な報告値を再現できた一方で、水資源量を過大評価していることが分かった。そのため、本研究では降水量を全域で一律に 3 割削減するという補正を行うことで調整している。その理由は、単純に中央アジアでは使用可能な気象観測データが少ないために降水量データの精度も低いと考えられるということに加え、H08 の降水量データには風速データを用いて雨量計の捕捉率に関する補正が施されており、中央アジアではほとんどの降水が山岳域での降雪であるため影響が大きいと思われる中で、使用した風速データの精度にも影響されると

考えられるためである。風速データによる補正は降水量を増加させる方向にのみ働くので、降水量を過大評価している可能性がある。

しかし、この3割という値は流域全体の水収支に辻褃が合うということ以外の検証が必要であるため、H08の降水量データに対し、NCDC (National Climatic Data Center)の降

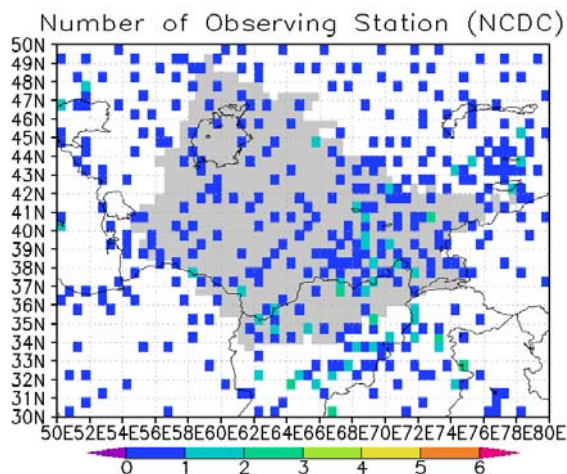


図 5.12 NCDC のステーション分布

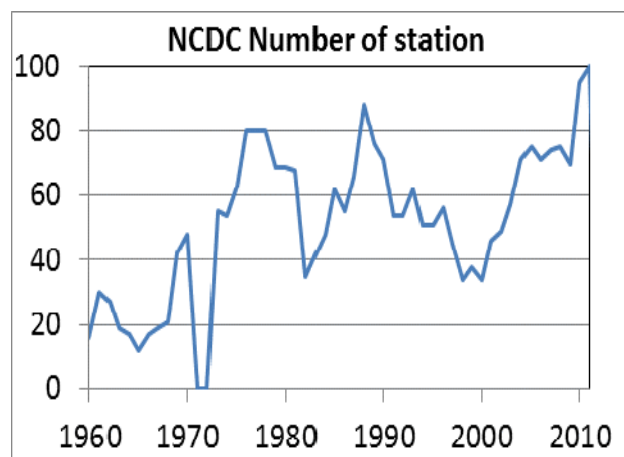
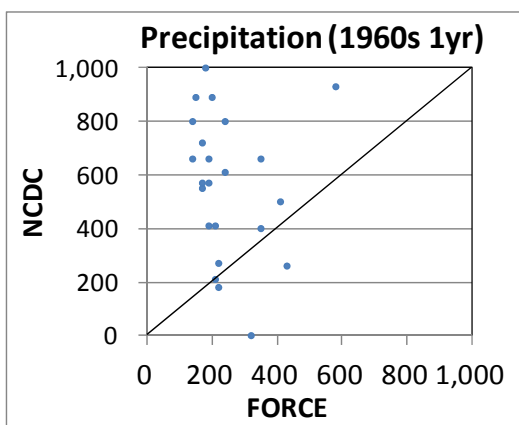
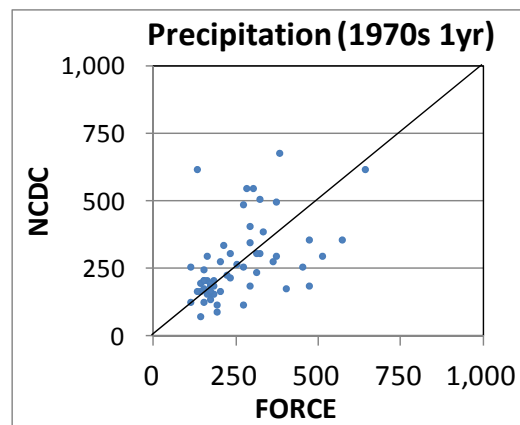


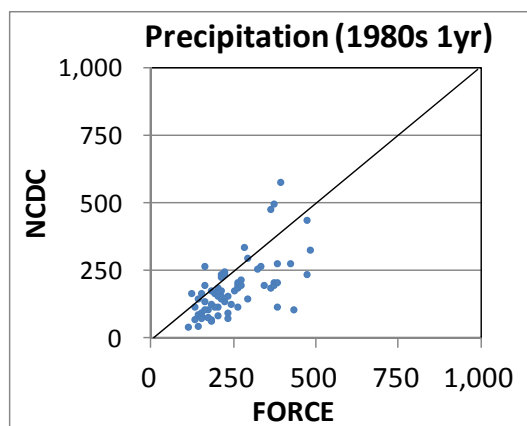
図 5.13 NCDC ステーション数の推移



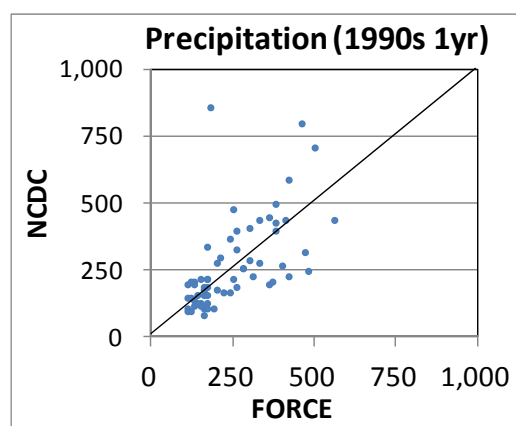
(a) 1960年代



(b) 1970年代



(c) 1980年代



(d) 1990年代

図 5.14 H08 降水量データと現地ステーションデータの年降水量の比較

水量ステーションデータを用いた検証を行った。NCDCは全球の気象観測所の日データを公開している。まず、中央アジアにおけるNCDCステーションの分布と1960年以降の推移を図5.12と図5.13に示す。ここで、今回は年降水量との比較を目的としているので、年間で300日以上を観測がある点のみを対象としている。図5.14にH08の降水量データとの比較を示す。一年データに対し一点をプロットしている。図より、1970年代と1990年代には過大・過小の傾向は見られず、1980年代にはH08に過大の傾向があった。1960年代はステーションのデータの数少なく、図からも分かるように精度も悪かったため十分な検証ができていない。

以上の検証により、今回の検証で用いたステーションデータからは、1980年代を除いて顕著な過大評価は見られなかった。しかし、気象観測所は一般的に標高が比較的低い地点に集中している。H08の降水量データはメッシュ平均値であり、NCDCステーションと単純に比較して良いのかについても議論が必要で、今後はより多くの現地データを用いた比較も必要である。

5.4.2 灌漑面積と灌漑効率

灌漑地の拡大に関して、詳細な開発の経緯を文献調査等から明らかにすることができず、得られたのは流域全体の灌漑面積の総和のみであったため、解析期間の各年で全解析格子内の灌漑面積率を一律に変化させることで、流域全体の灌漑総面積が統計データを満たすよう各年で修正した。

使用した統計データは2種類である。まず一つ目は表5.3に示すアラル海流域の灌漑総面積のデータである。このデータは流域の灌漑面積を報告しているが、約10年ごとのデータしかないため、特に灌漑地発展が急速に行われた1970年代等における開発を十分に反映できるとは言い難い。そこで、今回はこの約10年ごとのデータを基に、FAOSTATの国別統計年データを用いて各年の灌漑総面積を推定した。

表 5.3 アラル海流域の灌漑面積

年	1960	1970	1980	1990	2000	2003
灌漑面積 [km ²]	45100	51500	69200	76000	78900	79000

FAOSTATでは、国別の灌漑面積を各年で報告しており、ソ連、中央アジアのデータは図5.15のようになる。この灌漑面積の経年変化より灌漑面積の拡大の割合を各年で求め、その割合を表5.3の灌漑面積に反映させることにより、各年の灌漑総面積を得た。なお、1992年のソ連崩壊前はソ連全体のデータしか公開されていないため、1992年以降も旧ソ連国の総和をアラル海流域周辺国家と同時に示している。

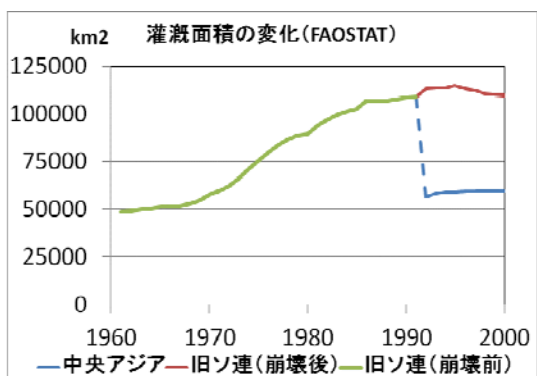


図 5.15 旧ソ連諸国の灌漑面積(FAO STAT)

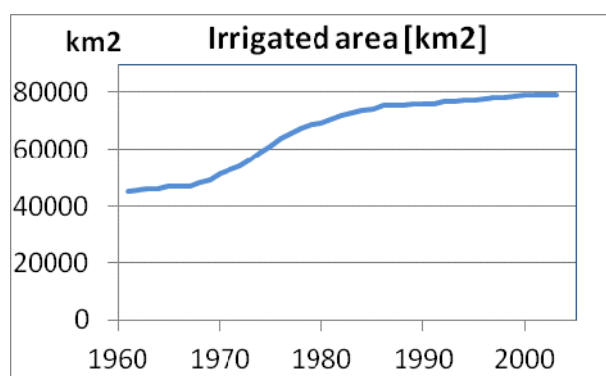
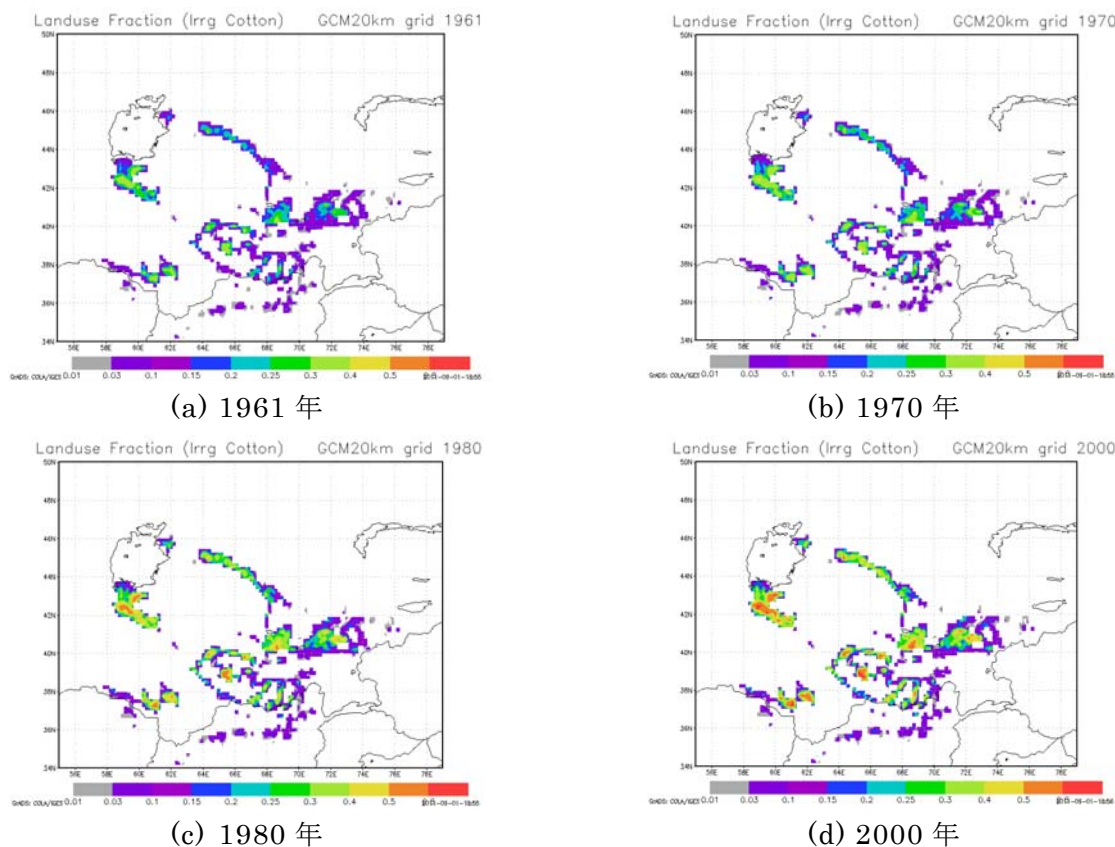


図 5.16 アラル海流域の灌漑総面積

図 5.16 は、以上の手法により推定されたアラル海流域の灌漑総面積の変化である。この図より、解析期間の 40 年間の間に、流域で灌漑面積が約二倍に拡大したことが分かる。特に、カラクム運河の開発等が行われた 1970 年代までの拡大は目覚ましく、その後は緩やかな拡大であることが分かる。

ここで、FAO STAT は国別の統計データを公開しているため、ソ連が崩壊する 1991 年以前ではソ連全体の灌漑面積のデータとなる点には注意が必要である。そのため、本研究では 1991 年以前にはソ連全体の灌漑地発展の割合がアラル海流域でも等しかったと仮定していることとなる。



(a) 1961 年

(b) 1970 年

(c) 1980 年

(d) 2000 年

図 5.17 灌漑面積率の変化

以上により求めた各年の灌漑面積は、3.2.1でGLCCより求めた土地利用面積率に反映させた。反映させる上では、都市域と水体を固定させ、灌漑地の面積率を修正し、最後に残りの土地利用を一律に縮小・拡大させることで解析格子内の全土地利用面積率の和が1となるように修正した。図5.17は1960年から2000年の灌漑面積率の変化である。なお、2000年の時点でGLCCから得られる灌漑面積の総和が表5.3のデータと比較して過小評価されていたため、これを満たすように流域で一律に補正した。

今回は流域全体の灌漑面積の変化しか得られなかったため、流域全体で一律に変化させることしかできなかった。しかし実際には、前述のカラクム運河の開発が行われたトルクメニスタンなど、他地域より大幅な灌漑地拡大が行われた地域があり、今後はこの流域内の分布の変化を推定する手法に関しても考察が必要であるため、灌漑地を衛星データを用いて判別し、過去の灌漑地拡大を推定する手法等が必要である。

5.4.3 アラル海流域における過去の水循環解析結果

本節では、過去の流域水収支とアラル海水位変動の再現計算について説明する。

・流域全体の水収支

まず、流域全体の水収支解析結果を図5.18と図5.19に示す。

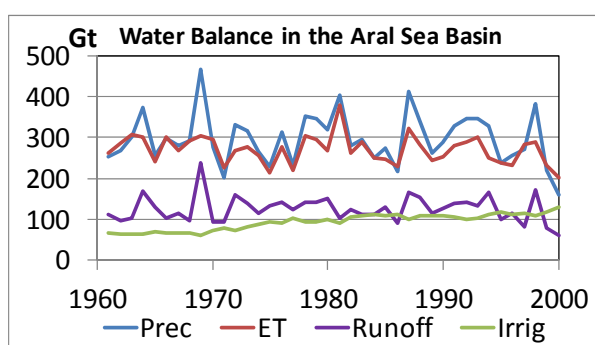


図 5.18 アラル海流域全体の水収支

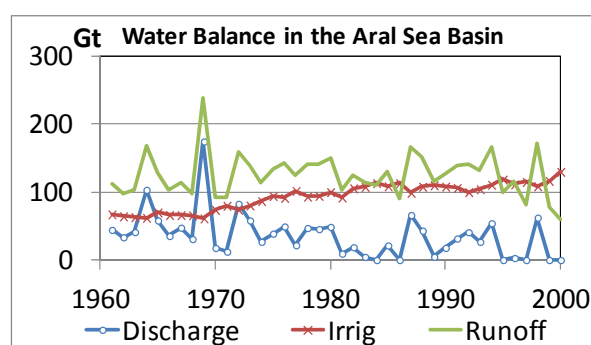


図 5.19 アラル海の水収支再現結果

ここで各変数は式(5.1)、式(5.2)中の各項であり、*Irrig*で示される灌漑必要水量は式(5.1)の第2項と第3項の和で計算される。図5.18を見ると、解析期間を通して*Runoff*に大きなトレンドが見られない一方、*Irrig*はソ連が崩壊する1990年前後まで増加傾向で1990年までに約2倍にまで増えていることが分かる。それによって図5.19の*nDischarge*は1970年以降より急激に減少している。水資源量*Runoff*の長期平均値は133Gtであると言われているが、解析された*Runoff*の長期平均値は125Gtであり、その一方、灌漑必要水量は1990年代の平均値が111~126Gtであったと言われている中で、解析結果は110Gt

であった[Micklin, 2000]. 以上のことから, 報告値とも整合性の高い再現ができていることが分かる. しかし, 前述した降水量の補正を行わなかった場合には水資源量を過大評価していた. 一般的に陸面過程モデルによる水収支解析は乾燥地において精度が悪いことが多く, 5.4.1でNCDCと比較した際にも3割ほどの過大評価は見られなかった. その際に用いた観測ステーションの数は十分で無いが, これらの原因を今後は探る必要がある.

なお, 1990年代に入った後に Q_{in} の値が負になっている場合があるが, これは灌漑必要水量が水資源量を超過していることを表し, 現実的には渇水のために灌漑ができなかったことを意味している. 実際, 2000年前後の渇水時には, 下流域で渇水による深刻な農業被害が起きたことが知られている.

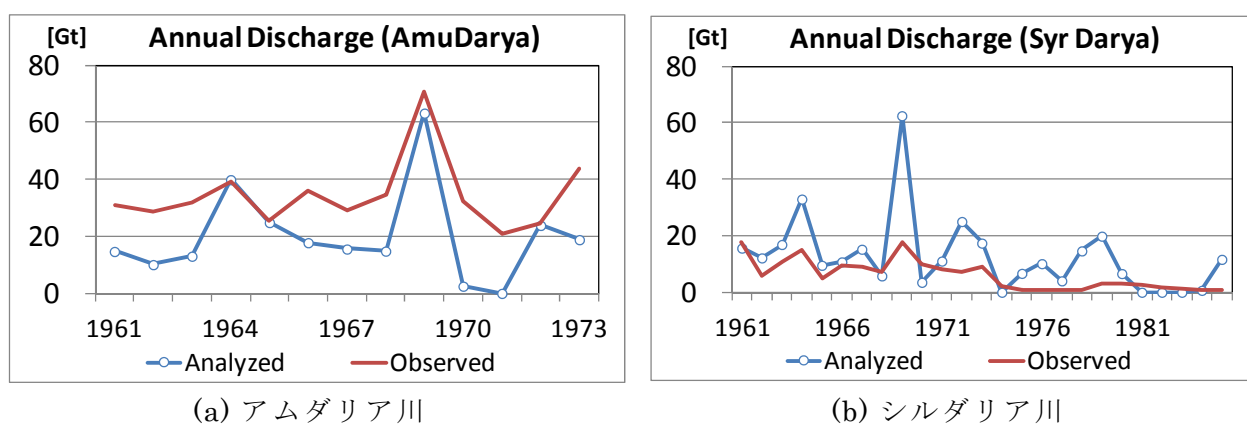


図 5.20 過去の年間河川流量再現結果

図 5.20 にアムダリア川とシルダリア川における過去の年間河川流量の再現結果を示す. アムダリア川, シルダリア川の流量観測地点は, それぞれ Chatly ステーション (42.28N, 59.70E) と Kazalinsk ステーション (45.75N, 62.12E) である. それぞれ, SAGE (Center for Sustainability and the Global Environment), GRDC (Global Runoff Data Centre) から, 公開されている 1974 年と 1985 年までを比較した. 本研究での解析ではダム操作モデルが考慮されていないので, 渇水年に豊水時に貯留した貯水を用いた水管理を考慮できない. 加えて, 灌漑必要水量が水資源量を完全に枯渇するまで使い続けるという仮定が入っているため, 1970 年前後のアムダリア川流量のように解析流量が無くなる場合が存在することが分かる. 二河川での解析結果を比較すると, アムダリア川では流量を過小評価し, シルダリア川では過大評価している傾向が分かった.

なお, 図 5.19 の *Discharge* を計算する際に, 式(5.1)によって計算を行うためカラクム運河によって水が供給されている地域は外部項 α によって考慮されている. しかし, カラクム運河の周辺域も SiBUC で水収支解析を行い, 水資源の不足分をカラクム運河からの取水として補填することもモデル上では可能である. そこで, カラクム運河の流域におい

て水収支解析を行った結果が図 5.21 である。このように、灌漑面積が広がった解析期間の後半になっても、水需要量 *Irrig* の値は水資源量 *Runoff* の値とほぼ同等であり、カラクム運河から取水しなければ賄えない程の深刻な水不足を再現できなかつた。事実、トルクメニスタンとアフガニスタンの国境付近に立地する山岳域は降水量が比較的高い地域であり、その地域を上流としてモルガブ川、テジャン川が流れ、カラクム運河の流域に注いでいる等、トルクメニスタン国内の河川から得られる水資源量は多い。

このように水不足を再現できなかつた原因は、トルクメニスタン国内の灌漑効率が非常に悪いことが考えられる。今回の解析では灌漑効率を流域で一様に 40%としたが、実際には地域によって灌漑効率は大きく異なり、筆者らの現地調査では都市域での灌漑効率が 55%前後であるということであった一方で、カラクム運河は斜面のみが舗装されており河床が土水路になっているため、乾燥域を流れる間に多くの水が漏水していることが問題となっている。そのためより多くの水が必要となり、カラクム運河から水を多く取水しなければ灌漑を実現できなくなつたと思われる。これは、中央アジアにおいて灌漑効率の向上が水資源管理上の非常に大きな課題であることを示唆している。カラクム運河の建設はアラル海の縮小に拍車をかけた大きな要素であり、ここまで取水する必要がないことが分かれば、経済成長と環境保全の両立も不可能でないと思われる。

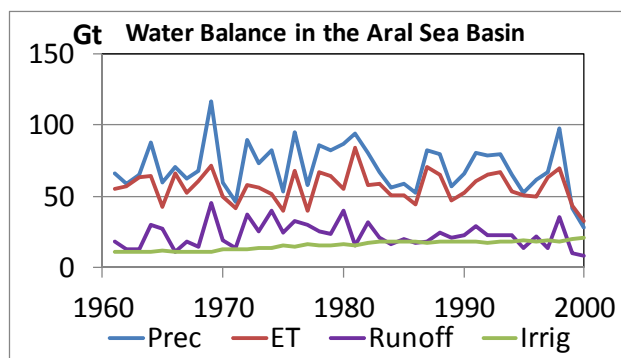


図 5.21 カラクム運河域の水収支

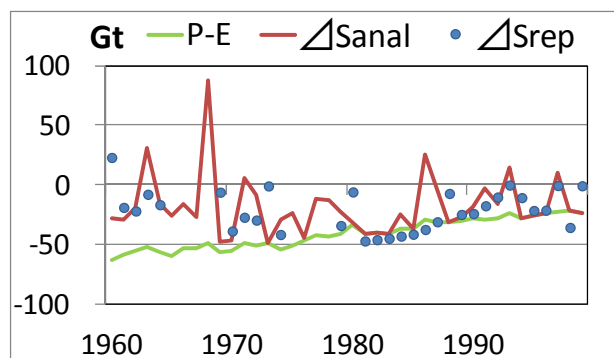
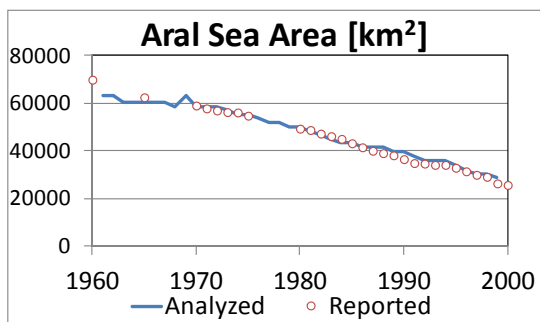
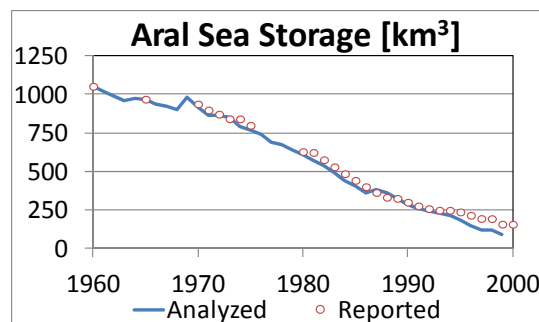


図 5.22 アラル海の水収支



(a) 面積変化



(b) 貯留量変化

図 5.23 アラル海面積・貯留量の経年変化の再現結果

・ アラル海の水収支

流域全体の解析を通して式(5.2)により解析されるアラル海の水収支解析結果を図 5.22 に

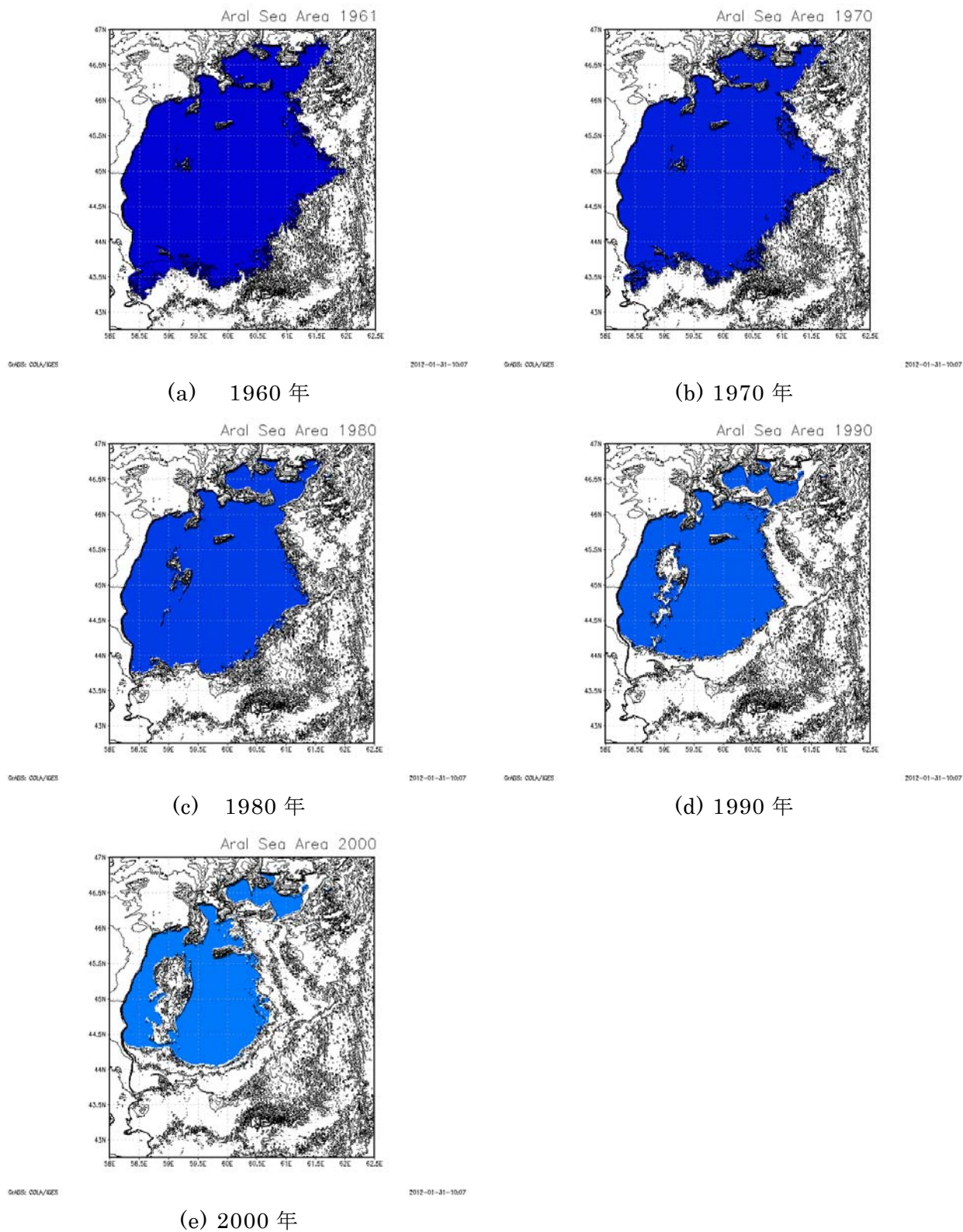


図 5.24 アラル海領域再現結果

示す．ここに、 $P-E$ はアラル海上における降水量と蒸発量の差、 ΔS_{anal} は解析されたアラル海貯留量変化、 ΔS_{rep} は報告されているアラル海の水位変化と面積変化から推定された貯留量変化である．図から分かるように、アラル海の縮小に伴って $P-E$ は減少し、同時に河川からの流入水量が減少したことで、1980年代の後半から ΔS_{anal} が $P-E$ に近づいている． ΔS_{anal} の値は ΔS_{rep} を非常に精度良く再現しており、流域全体の水循環解析からアラル海の縮小を正確に再現できていることが分かる． $P-E$ はアラル海の面積に非常に依存していることが分かるため、本章で用いているようにアラル海消長モデルに結合させてアラル海面積を動的に解いておくことは、将来気候下での解析や、仮想的なシナリオ下におけるアラル海面積も推定することができるために有用であることが分かる．

上記の図を基に再現された、過去のアラル海的面積、貯留量変化を図 5.23 に、その際に再現されたアラル海領域を 10 年毎に図 5.24 に示す．

過去の面積・貯留量を非常に正確に再現できていることが分かる．全球データを使用し、使用した農業データも流域全体や国ごとの報告値を用いていたが、このように解析期間を通じて整合性の高い再現ができた．

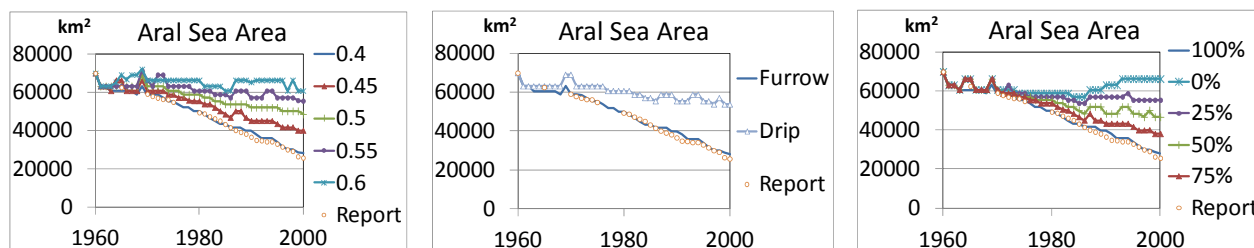
5.4.4 農業水利用に関する応答分析

以上の水収支解析結果に基づき、灌漑地水利用に関する応答解析を行う．解析は 1961～2000 年の 40 年間で、各条件下でのアラル海面積の経年変化を推定する．

応答解析の条件を表 5.4 に示す．灌漑手法、運搬効率、灌漑面積増加量の 3 点を設定した．灌漑手法は 3.3.2 節で述べた点滴灌漑・畝間灌漑の比較である．運搬効率は、現状の 40%が改善された場合を想定する．灌漑面積に関しては、1961 年から 2000 年までの 40 年間の灌漑面積増加量に補正を加え、開発を抑制する効果について検討した．増加量に補正を加えているので、0%は 1961 年レベルの維持、100%は現状を意味している．

表 5.4 応答分析条件

灌漑手法	点滴灌漑			畝間灌漑	
運搬効率	40%	45%	50%	55%	60%
灌漑面積増加量	0%	25%	50%	75%	100%



(a) 運搬効率シナリオ

(b) 灌漑手法

(c) 灌漑面積

図 5.25 シナリオ下のアラル海面積変化

これらのシナリオ分析の結果を図 5.25 に示す。それぞれの灌漑開発シナリオによって、アラル海の面積を実際より保全されていることが分かる。

まず、運搬効率改善させた場合のシナリオでは 5%改善させるだけでも非常に高い効果をあげられることが分かる。次に示される点滴灌漑への転換シナリオでも効果が非常に大きいことが確認されており、本流域において灌漑効率を改善させることの効果の大きさをモデルで再現することができた。前節で再現した過去の解析結果によると、流域の灌漑必要水量は 1990 年の平均値で約 110Gt 程度であり、例えば運搬効率 5%の向上は毎年 5~6Gt 程度の水量が確保されることを意味している。アラル海の貯留量は流域水収支の長期積分値と言えるため、5~6Gt を 40 年間積算すると 2000 年時点で 150Gt 程度であるアラル海貯水量に対して十分に大きな値となることが分かる。

灌漑面積の縮小シナリオでも、他のシナリオと同様にアラル海の面積が現在より大きかったことが分かった。1960 年レベルの維持という 0%シナリオは現実味に欠けるものの、75%シナリオに他の運搬効率シナリオ等の対策を組み合わせた場合には、非常に現実的な形で持続可能な社会を実現できると思われる。しかし、本シナリオで実際に重要な点は運搬効率や灌漑手法シナリオとの比較である。灌漑面積の増加を 75%に抑えるシナリオでは、アラル海面積を約 40000km² に保全することができるが、その値は運搬効率の 5%改善によって実現できる量である。同様に灌漑面積の拡大を 25%に抑えた場合の効果は、全灌漑地を点滴灌漑にした場合の効果に相当する。よって以上の比較から、灌漑面積の拡大を 25%に抑える場合に実現されるアラル海面積は、運搬効率の 5%の改善、または 1/3 の灌漑地における点滴灌漑への転換によって実現されることが分かる。灌漑農業は現地の主要産業であることから、実際には灌漑面積の縮小は現実性に欠けるシナリオである。本研究では同様かそれ以上の効果を灌漑効率および灌漑方法の改善によって実現できることが分かった。

今回検討した灌漑効率の改善は、運搬効率と点滴灌漑への転換についてのみであったが、実際には多くの資金を必要とするため、耐乾性作物への転換や、灌漑を行う時間を気温の高い昼間から夕方時に変更することによる蒸発損失の抑制や、少量の水を高頻度に与えることで適用効率を改善するなど、資金のかかりにくい対策の効果についても検討し、定量的に改善効果を推定していきたい。

5.4.5 考察

本節では、渇水問題の深刻なアラル海流域において流域水循環解析を行い、過去の灌漑地の発展の影響で水需要量が急激に増加することで、水資源量を使い果たされアラル海が縮小することを物理モデルによって再現することができた。モデルは様々な気候条件や地質条件を含んだ流域全体を対象とし、人為的な水操作も物理的な手法の中で考慮している

ため、気候変動や仮想的な灌漑開発の影響も予測することが可能である。

しかし、流域での解析時には降水量を全域で一様に3割削減するという補正を行っており、灌漑効率も一様に40%と仮定し、加えてトルクメニスタンにおいて灌漑必要水量を過小評価しているなど、依然として不確定な部分も大きい。よって、今後は現地資料や水文データを収集し比較することによってモデルの検証や改良を進めていく必要がある。

5.5 気候変動影響予測

本節では、気候変動の影響がアラル海流域の水収支に与える影響について予測を行い、今後の対応策がどのように変化するかについて考察する。

5.5.1 入力条件

気候変動予測に用いる GCM には、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S を用いた。A1B シナリオに基づいている。図 5.26, 5.27 に年降水量と年平均気温の長期平均値を示す。前節の過去の再現で用いた各種気象強制力データセットから、5.6.2 節で示したバイアス補正手法を施している。図より、まず年降水量は将来気候下では特に山岳域において顕著な増加が見られ、年平均気温に関しては流域全体で一様に増加傾向となっていることが分かる。

灌漑面積は 2000 年時のものを全気候条件下において使用した。現段階で水資源量を使

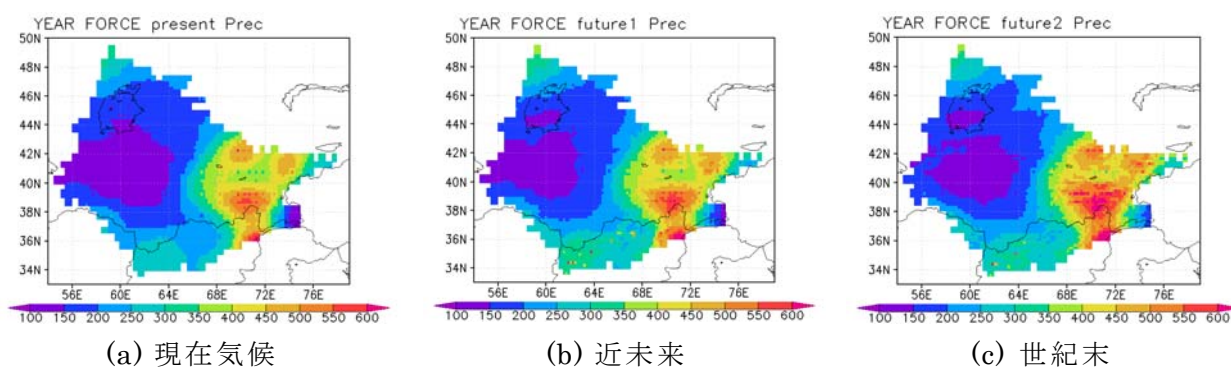


図 5.26 年降水量の長期平均値

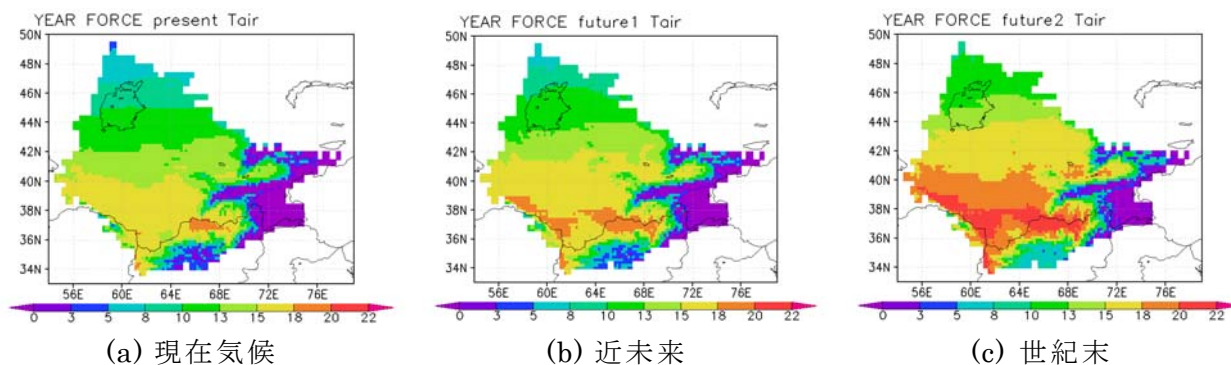


図 5.27 年平均気温の長期平均値

い果たす程の灌漑が行われているので、これ以上の灌漑面積拡大はほぼ不可能であるという事実と、実際にウズベキスタンでは今後灌漑面積を拡大しないという方針であるためである。

5.5.2 将来予測結果

アラル海流域における気候変動の影響は図 5.28 のように予測された。各出力値の年総和を各期間で平均した結果を表 5.5 に示す。

表 5.5 アラル海流域における気候変動の影響 [Gt]

	Discharge	Prec	ET	Tveg	Runoff	Irrig	Rain	Snow
現在気候	10.24	296.99	272.96	46.34	106.53	103.21	167.79	129.19
近未来	11.66	313.14	291.66	51.14	108.69	105.63	191.39	121.75
世紀末	5.77	326.07	311.94	59.49	106.25	113.48	212.84	113.23

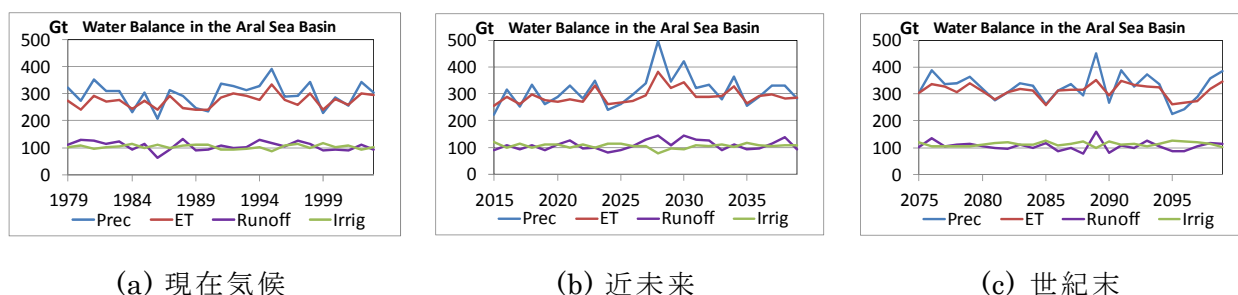


図 5.28 アラル海流域における流域水収支 (GCM)

表から分かるように、前節で行った過去の再現計算において過去の *Runoff* 年総量の平均値が 122Gt/yr であったのに対し、GCM による解析においては *Runoff* の平均値が現在気候においても 106Gt/yr と過小評価している。この原因は、GCM では少ない雨が長期間続く傾向があり、そのために陸面過程解析によって流出が発生しにくくなった結果である。よって、今後はバイアス補正手法について検討が必要である。

各気候シナリオ下での比較を行うと、気候変動が進むに従って降水量が増加しており、現在気候と世紀末との間で約 1 割の降水量増加があったものの、蒸発量も同量が増加するため *Runoff* 年総量にほとんど変化が出ないことが分かった。その一方で、気温増加によって農地上からの蒸発散量が増加するために灌漑必要水量 *Irrig* は着実に増加しており、現在気候と世紀末との間に約 1 割の増加が見られている。そのため今回の結果では、気候変動の影響によって現在の渇水の状況は悪化することが明らかとなった。加えて、温度上昇によって年降雨量が大幅に変化している一方で降雪量が減少していることが分かる。そのため融雪期が早期化し、ダムによる管理を進めなければ夏季の渇水が深刻化すると予想

される。

次に、上記の水収支解析をアムダリア川、シルダリア川のそれぞれに対して水収支を比較した結果を気候シナリオごとに平均したものを表 5.6 に示す。アムダリア川は現在でも断流しているため、全ての気候シナリオ下において河川流量はほぼ 0 になっている。降水量に関し、アムダリア川とシルダリア川ではそれぞれ約 15%、8%程度の増加が見られ、南部のアムダリア川流域の方が降水量の増加量は大きい。しかし、両流域では蒸発散量が降水量と同程度に増加しているために最終的な河川流量は変化しないか減少傾向となる。一方、灌漑必要水量は、特にアムダリア川流域で大きく増加し、約 30%もの増加となっている。シルダリア川流域でも 20%程度の増加であるので非常に大きくなっている。表 5.5 に示した流域全体の気候変動影響評価と比較して灌漑必要水量の増加率が大きいのは、流域全体の解析時にはカラクム運河への取水量を変化させていなかったためで、今後はカラクム運河の取水量に関しても推定を行う事で、より詳細に将来気候下での水の逼迫状況を推定できると考えられる。また、降水量は増加しているものの、降雪量は減少しており、その傾向は北部のシルダリア川流域の世紀末気候下において顕著である。

表 5.6 流域別気候変動の影響 [Gt]

アムダリア川流域

	Discharge	Prec	ET	Tveg	Runoff	Irrig	Rain	Snow
現在気候	0.02	102.74	83.08	19.05	43.45	58.41	49.98	52.75
近未来	0.60	109.70	89.84	20.71	44.74	59.07	58.50	51.20
世紀末	0.54	117.07	98.55	24.06	44.95	62.54	66.58	50.49

シルダリア川流域

	Discharge	Prec	ET	Tveg	Runoff	Irrig	Rain	Snow
現在気候	4.27	94.23	76.15	16.53	34.94	33.17	53.88	40.35
近未来	3.99	96.83	79.60	17.84	35.43	34.54	57.69	39.15
世紀末	2.15	102.12	86.67	21.88	35.10	37.35	65.72	36.41

5.6 結論

本章では、まず灌漑地において土壌水分量等の集中定点観測の結果について紹介した。アラル海流域で現地農家によって経験的に行われているという灌漑規則を土壌水分量の変化と言う物理量によって明らかにすることができたことで、物理モデル内の灌漑スキームを改善した。加えて、塩類集積の深刻な農場において灌漑操作と E_c 変動の関係を明らかにすることもできた。構築された灌漑規則は流域全体に適用した所、一般的に報告されている灌漑水量を満たしていることも確認された。

次に、アラル海流域において過去の水収支の再現を行った。その際には、灌漑開発の影

響を灌漑面積の増加として考慮し、加えて灌漑地における定点集中観測の結果得られた灌漑規則もモデルに反映させている。その結果、モデルで計算された水資源量と水需要量の値は一般的に報告されている値と整合させることができた上、アラル海の縮小も精度良く再現することができた。

最後に、過去の再現の中で構築されたアラル海流域統合水循環モデルを用いて将来予測計算を行った。その結果、年降水量の増加と気温上昇に伴う蒸発散量の増加量がほぼ等しく流域内の水資源量に変化が無い一方で、灌漑必要水量は気温上昇によって増加するため、将来気候下では水の逼迫はより深刻になると考えられる。加えて、降雪量が減少し降雨量が増加することが見込まれるため、夏季の河川流量が減少することが考えられる。今後気候変動によって起こり得る水資源上の変化は流域の水管理上非常に重要であるため、特に前章で議論した河川流量の季節変化を再現する手法等については、今後も継続したモデル改良が望まれる。

第6章

カスピ海流域への適用

6.1 序論

6.1.1 背景

中央アジア西部に位置するカスピ海は世界最大の内陸湖であり、流域は約 350 万 km² に渡る (図 2.7)。流入河川は約 130 本と言われており、最大はボルガ川でカスピ海への流入量の 8 割を占める。カスピ海は内陸湖であるが、東部にカラボガズゴル湾 (以下 KBG と呼ぶ) と隣接しており、唯一の流出先となっている。この KBG への流出と湖面からの蒸発によって、流入水との水収支が均衡している [Klige et al., 1992]。

このカスピ海では、20 世紀に図 2.11 に示されるような大きな水位変動があったことが知られている。この V 字の急激な水位変動の結果として、水位低下時には航行障害や塩分濃度上昇による生態系への被害が発生し、水位上昇時には洪水被害が多発した。どちらも事前に予測できず、変動が急激であったために大きな被害につながった。そのため、カスピ海の水位変動の原因を把握し今後の予測を行っていく必要があるが、原因は現在も明らかになっておらず歴史的にも実に様々な説が唱えられてきた (Bolgov et al., 2005; Arpe et al., 2000; Arpe et al., 2007)。

6.1.2 既往の研究と本章の目的

Rodionov (1994) は、カスピ海水位が比較的安定していた 1940~1970 年の各年でカスピ海の水位変化と流入・流出の各要素とを比較した結果、河川からの総流入量と湖面からの蒸発量はカスピ海水位の年変動と相関が高い事を示した。同時に、ボルガ川からの流入量とカスピ海の水位変動は相関が低く、他の要素も複合的に評価することが必要と述べた。しかし、蒸発散量を水収支上の残余として推定しているなど推定手法は簡易的なものであった。

牧田 (1997) は、上記に述べたような気象条件による影響だけでなく、上流域で農地改革の結果として灌漑効率が向上し生産効率の悪い灌漑地が多く放棄されたことで取水量が減少したことが一因である可能性についても言及している。実際に 1960 年から 1970 年前半にかけての僅かな水位低下傾向の原因は上流域における人為的利用の影響が 75% を占

めると言われていることから (Rodionov, 1994), 気象条件だけでなく人為的な取水の影響も考慮することが必要である。

今後の水位変動に関しても統計解析を中心として様々な予測がされているが, 過去のカスピ海変動の原因が分からないために急激な上昇から減少まで非常に多様な予測がなされている [Panin, 2007; 牧田, 1997]. カスピ海の水位は流域内における様々な要素が複合した結果であり原因は一つと限らない. その中で流域全体の水収支を定量的に推定した研究は少なく, それぞれの気象条件や人為的影響がカスピ海の水位変動にどのように繋がるのかについて定量的な議論が必要である。

本研究が進めているような物理モデルを用いたカスピ海の水位変動を予測した先行研究としては, Elguindi ら (2006)が領域気象モデル RegCM (regional climate model)を用いて過去のカスピ海の水位変動の原因を推定した例が挙げられる. その解析の結果, 過去のカスピ海水位の年変化量を相関係数 0.91 という高い精度で再現し, 1978年以降の水位上昇は流域北部の降水量の増加やカスピ海上での蒸発量の減少が原因であるとした. しかし, この際には領域で行われた取水の影響を考慮していないため, 比較に用いたカスピ海水位は, 図 2.9 の点線で示した Rodionov (1994)による人為的な取水が無かった場合に予想される過去の水位変化であり, Rodionov による推定の精度に依存する。

本研究では, 陸域水循環モデルをカスピ海流域全体に適用し, 主に全球で用意されている気象データセットを用いながら過去の水収支の変化を定量的に再現する. それにより, 現在入手可能な種々のデータを用いてカスピ海の水位変動をどこまで再現できるかを確認する. 次に, 気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S からの出力値を境界条件として気候変動の影響予測を行う。

6.2 解析の流れと計算条件

6.2.1 解析の流れ

本研究では陸面過程モデルを中心とした水循環解析を行った. 解析は 1961年~2000年で行っており, 空間解像度は約 20km である. 解析の流れを図 6.1 に示す。

まず, 陸面過程モデル SiBUC による鉛直次元解析を行い, 第三章の式(3.23)に基づいてカスピ海に流入する水量を推定するが, 今回はボルガ川の流域内にモスクワ等の大都市が含まれていること等から, モデルから推定される灌漑水需要量だけではなく FAOSTAT 等から公開されている統計値を基に生活用水・工業用水量も推定している. その結果から得られるカスピ海への流入量を基にカスピ海領域を推定し, 水域の変化を次期タイムステップの陸面過程解析の土地被覆条件に反映させた. そこで, 本章では式(3.23)は式(6.1)のようになる。

$$Q_{in} = \sum Runoff - \sum \frac{Win}{\gamma_c} + \sum Wout - (1 - \gamma_R)\beta \quad (6.1)$$

ここで、 Q_{in} はカスピ海への流入量、 $Runoff$ は SiBUC で計算された各メッシュの流出量、 γ_c は運搬効率、 Win は灌漑取水量、 $Wout$ は灌漑排水量、 β は生活用水と工業用水の和であり、 γ_R は β のうち浄化後に河川に戻される割合である。 γ_c は、河川で取水してから灌漑地まで水を運搬する際の効率でありアラル海流域と同様に 0.4 と設定した。 β や γ_R の推定方法は後述する。

カスピ海の貯留量変化 ΔV は、式(6.2)で計算する。

$$\Delta V = Q_{in} + (P - E)_{Casp} - Q_{KBG} \quad (6.2)$$

ここに、 $(P - E)_{Casp}$ はカスピ海上における降水量と蒸発量の差で年積算では負の値をとる。右辺第 3 項の Q_{KBG} は、KBG への流出量を表している。 Q_{KBG} の推定方法についても後述する。

6.2.2 計算条件

本節では、本章での解析に用いた種々の計算条件について詳説する。なお、気候条件に

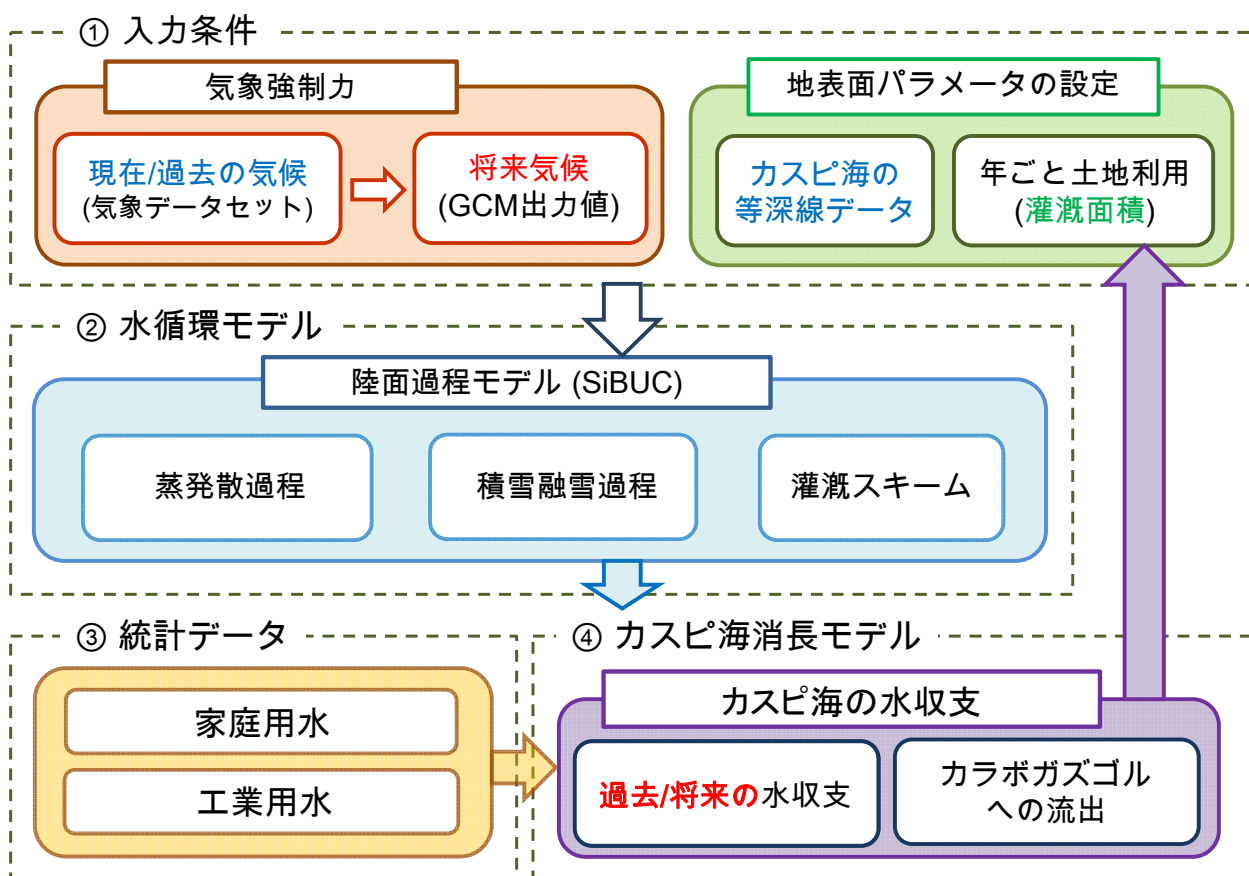


図 6.1 解析の流れ

については次節以降で過去・将来における解析時に解説する。

生活用水と工業用水の推定方法

まず、式(6.1)の β で表した工業用水と生活用水の推定方法を示す。生活用水と工業用水は一般に農業用水とは異なり取水量のうち使用後に浄化されて河川に戻される割合が高く、河川流量に対する影響は小さい場合が多い。しかし、過去の文献においてカスピ海の水位変化の一因として上流での生活用水・工業用水の需要量が増加したことを挙げる記述もあるため、カスピ海の水位変動に対して与える影響度について試験的に考察することとした。

推定には FAOSTAT (<http://faostat.fao.org/>) で公開されている国別統計値を用いたが、国別データであるためロシアのような広大な国ではメッシュごともしくは最低でも流域ごとの需要量を推定する必要があった。そこで本研究では、Hanasaki et al. (2008) で用いられた手法を用い、人口分布を用いて国別の需要量からメッシュごとの需要量を推定した。式(6.3)に示す。

$$Demand_i = \sum_k Stat_k \frac{P_i}{P_k} \quad (6.3)$$

ここに、 $Demand_i$ は i メッシュにおける需要量、 $Stat_k$ は k 国全体における需要量、 P_k は k 国の全人口、 P_i は i メッシュにおける人口である。使用した人口分布データセットは GPW (Gridded Population of the World) の全球人口分布データセットであり、これより推定された生活用水と工業用水の分布図を図 6.2 に示す。なお、同様の手法により農業用水も推定できるため、図 6.2 には試験的に解析した結果を示している。図より、生活用水と工業用水はモスクワやトルコ等の人口密度の高い地域で高くなっており、想定していたような分布が得られている。その一方で農業用水は、トルクメニスタンや南カフカス等の乾燥域で人口密度が低い地域でも需要量を高く推定している。この原因は、トルクメニスタン等のように人口に対して灌漑水需要量が非常に大きいことを示している。カスピ海の南側沿岸地域において灌漑が盛んであることは事実であるがここまで偏った分布は非現実的

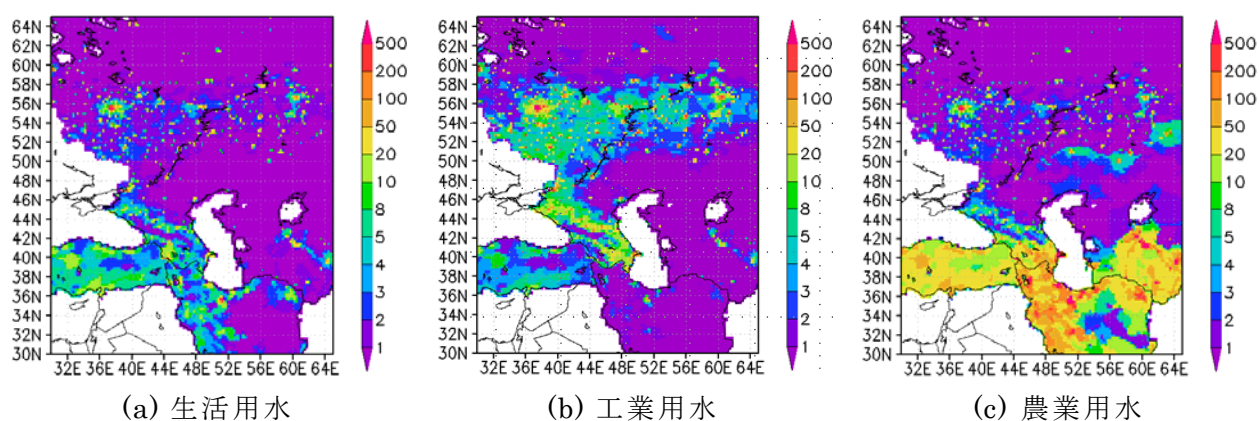


図 6.2 統計的手法による需要量推定

であるため、本章では灌漑必要水量を水循環モデルを用いて推定することとした。

また前述の通り、生活用水と工業用水は浄化後に河川に戻る割合が大きい。そのため、還元率 γ_R を考慮している。本章では、カスピ海の過去の水収支を再現する中で 0.4 と定められた。

カラボガスゴル湾への流出量の推定

次に、式(6.2)の Q_{KBG} で示した KBG への流出量の推定方法を示す。

1970 年代初頭においてカスピ海では水位低下が問題視されていたため、少しでも抑える目的で KBG へ流出する水量を堰きとめるダムが 1980 年に建設された。当初は KBG の水量は保持されるものと目されていたが、実際には数年で消失してしまっただため、1983 年より年間 2Gt の水量がパイプによってカスピ海より導水された。しかし、1978 年以降にカスピ海の水位が上昇し洪水被害が深刻となった事を受け、1991 年のソ連崩壊後にトルクメニスタン政府によってダムは破壊された。このようにカスピ海からの流出量が人為的に操作されていたため、式(6.2)のようにカスピ海消長モデル内で考慮することで、影響を定量的に推定する (Kosarev et al., 2009)。

カスピ海から KBG への流出量は、既往研究で統計値が図 6.3 のように公開されている。しかし、この値を用いて KBG の水収支解析を行うと、流入量が KBG からの高い蒸発量を賄う事ができないため KBG が常に縮小を続ける結果となった。そのため地下水等からの流入があると考えられる。

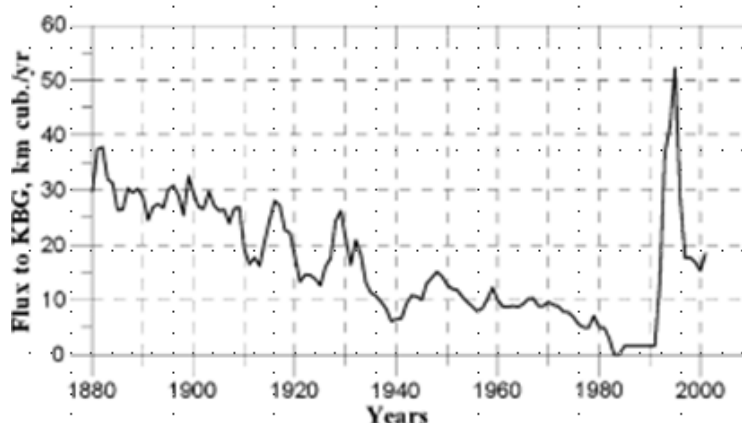


図 6.3 カスピ海から KBG への流出量 (Frolov, AV., 2003)

そこで本研究では、KBG への流出量を式(6.4)のように KBG 上の降水量、蒸発量と水量変化から逆算することで KBG 上の水収支が合うように設定し、カスピ海と KBG がダムによって分断されている間は、1980 年から 1982 年までは毎年 0Gt、1990 年までは毎年 2Gt が流入すると設定した。

$$Q_{KBG} = (P - E)_{KBG} + \Delta V_{KBG} \quad (6.4)$$

ここに、 $(P - E)_{KBG}$ は KBG 上における降水量と蒸発量の差、 ΔV_{KBG} は KBG の水量変化を表している。

カスピ海の等深線データの作成

カスピ海消長モデルに必要な等深線データには、GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) データセットを使用した (<http://www.gebco.net/>)。GEBCO は全球で海の水深を約 1km の解像度で公開している。船舶からの音響探査データを基に衛星データを用いて内挿することで作成されている。なお、アラル海の水深は公開していない。図 6.4, 6.5 にカスピ海における等深線と水位と面積の関係を示す。

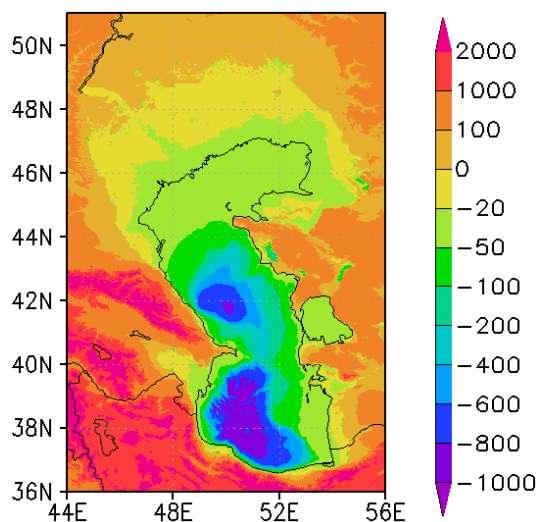


図 6.4 カスピ海の水深と周辺の標高

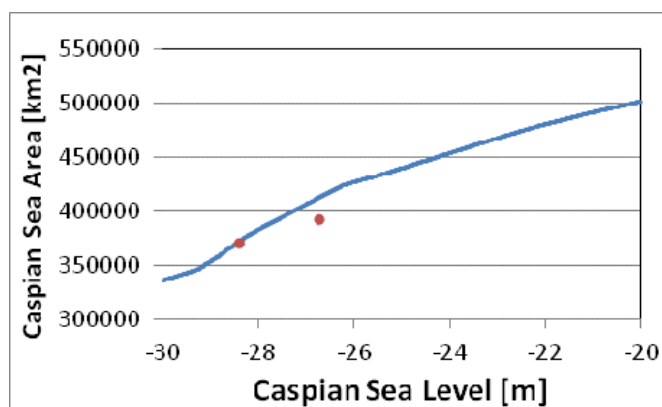


図 6.5 カスピ海水位と面積の関係

6.3 過去のカスピ海流域における水循環解析

6.3.1 入力気象データについて

まず、アラル海流域で行ったものと同様に入力条件として使用する気象データについて検討を行う。検討に用いたのは H08, APHRODITE の各降水量データセットである。それぞれのデータセット間でカスピ海流域全体の年降水量分布を比較したものが図 6.6 であり、図 6.7 は報告されている年降水量の分布、図 6.8 は長期平均年降水量の総量を比較したものである。なお、図 6.8 において APHRODITE はカスピ海上のデータが無いので、図 6.8 の流域全体の降水量総和の比較では全データセットに対して共通にカスピ海上の降水量を省いている。

図より、二つのデータセット間で年降水量の値が大きく異なることが分かる。これは中

中央アジアにおいて使用可能なデータセットが限られていることが原因である。本研究では 6.3.3 節での解析時において、再現精度が高かった APHRODITE 降水量データセットを用いる。

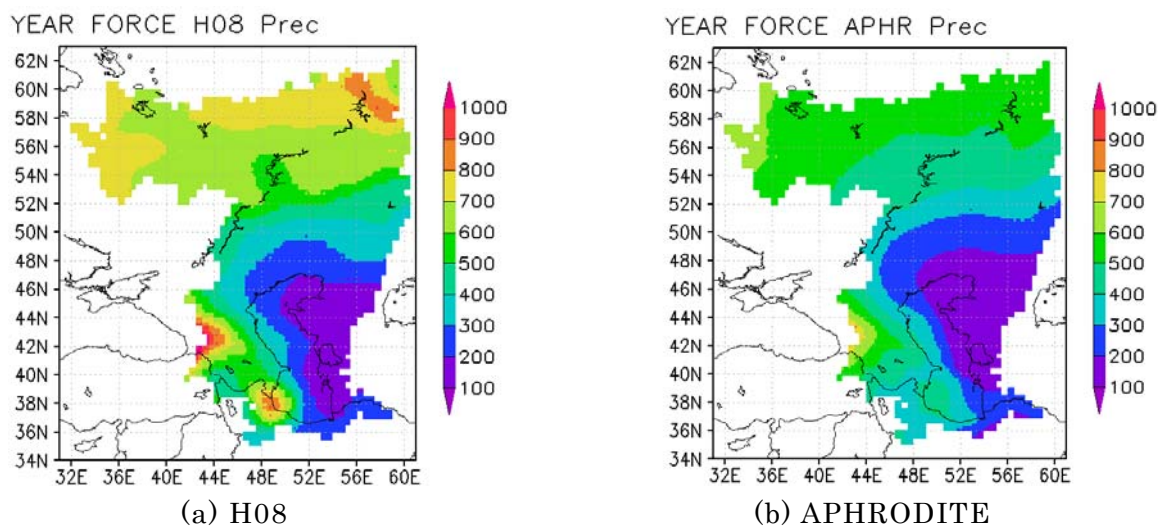


図 6.6 長期平均年降水量



Figure 5 Precipitation in the Caspian Sea region. (Source: ESRI 1996)

図 6.7 カスピ海流域の年降水量

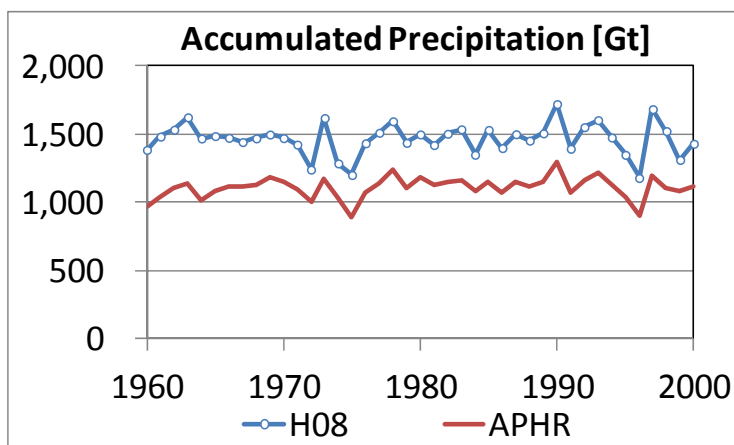


図 6.8 カスピ海流域全体の年降水量変化

6.3.2 灌漑面積と灌漑効率

灌漑必要水量の推定に必要な灌漑面積分布のデータとして、GLCC と Doll の二つのデータセットの比較を行う。GLCC は USGS が提供している全球 1km の土地被覆データセットで衛星解析の結果に基づいている。一方で Doll による灌漑面積分布データは 2000 年前

後の統計データに基いている。図 6.9 を見ると分かるように、Doll らによる灌漑面積分布では、灌漑面積率は低いものの川沿いを中心に流域北部まで灌漑地が広がっていることが分かるが、GLCC のデータセットでは流域北部においてほとんど灌漑地を抽出できておらず、よって本章では Doll らによる灌漑地分布図を用いる。

この分布図をベースにして、第五章のアラル海における解析時と同様に、過去の灌漑面積の拡大をモデルの入力条件の中で考慮している。FAOSTAT から得られる各年の国別統計値を現在の灌漑面積分布を基に分配し、各メッシュの土地被覆率に反映させた(図 6.9)。

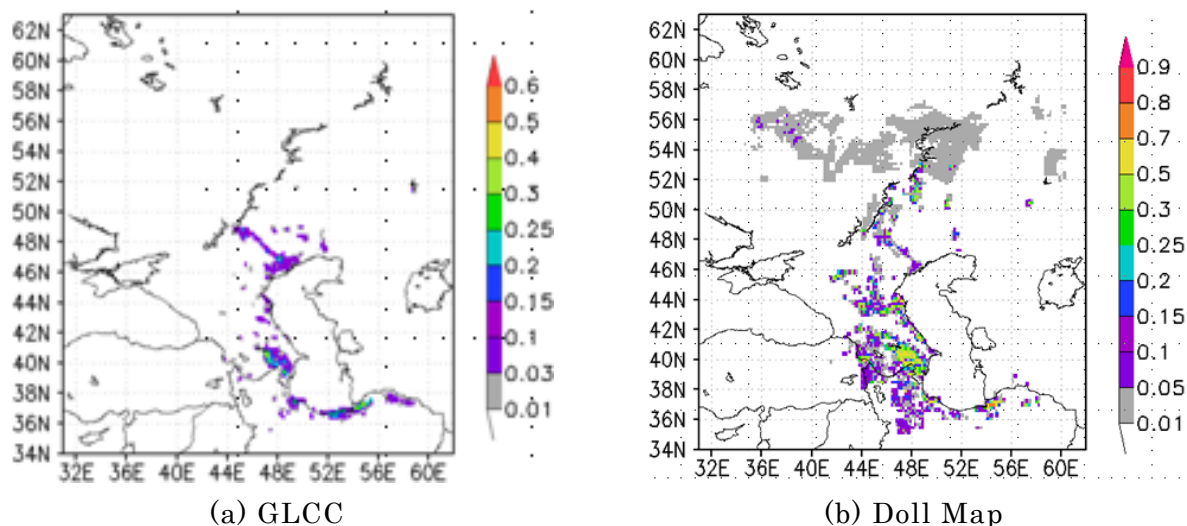


図 6.9 カスピ海流域の灌漑地分布 (土地利用面積率)

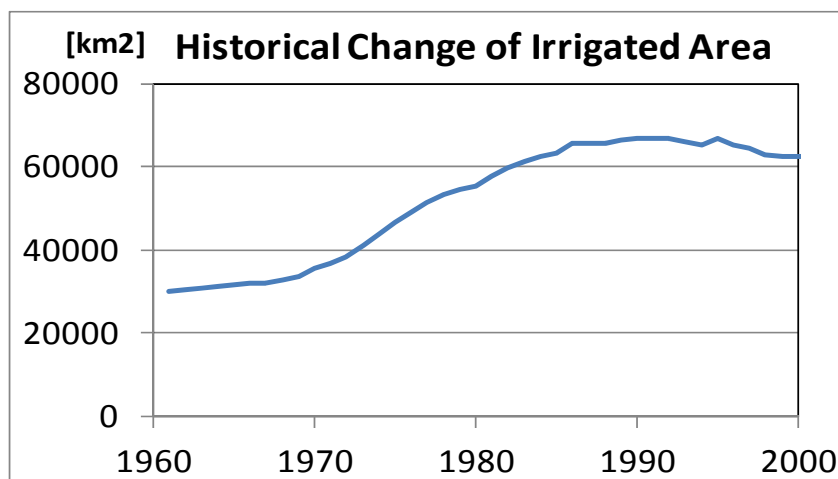


図 6.10 カスピ海流域における灌漑総面積の年変化

6.3.3 カスピ海流域における過去の水循環解析結果

本節では、過去の流域水収支とカスピ海水位変動の再現計算について説明する。

流域全体の水収支

まず、流域全体の水収支解析結果を図 6.11 に示す。

ここで $Prec$ は降水量, ET は蒸発散量, $Runoff$ は水資源量, Q_{in} はカスピ海への流入量であり, $Irrig$ で示される灌漑必要水量は式(6.1)の第 2 項と第 3 項の和で計算される. $Runoff$ と $Irrig$, Q_{in} を比較すると, 水資源量 $Runoff$ に対して $Irrig$ が非常に少ないために, $Runoff$ の多くが Q_{in} として流出している事が分かる. ここで確認した各項の年変化の中からは, 前述した 1978 年を境とするカスピ海の水位変動の原因と見られるような顕著なトレンドの変化は見られなかった.

次に, 図 6.12 においてカスピ海への流入量の 8 割を占めるボルガ川の流量について観測と解析結果を比較した. 比較に用いたのは GRDC (Global Runoff Data Centre) の流量データセットであるが, 比較した結果, 観測流量では水位上昇が問題視された 1978 年頃のボルガ川の流量が増加しているが, 解析ではその増加が再現できておらず, 1978 年以前の流入量を過大評価していることがわかる. ボルガ川流量は 1980 年代を境に増加していることが分かり, やはり河川流量の増加はカスピ海の水位変動に寄与していることが示唆された. しかし, カスピ海水位の増減の全てを説明できるだけの变化ではないので, その他の理由についても考察が必要である.

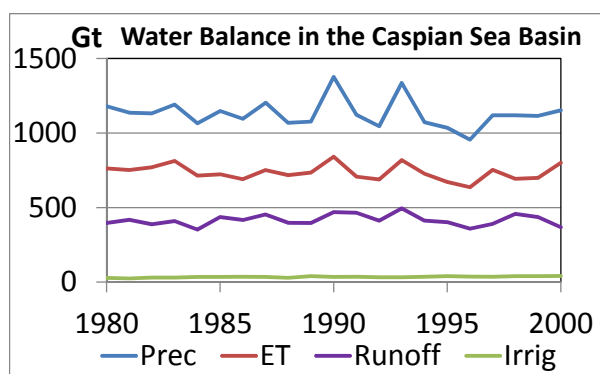


図 6.11 カスピ海流域の水収支

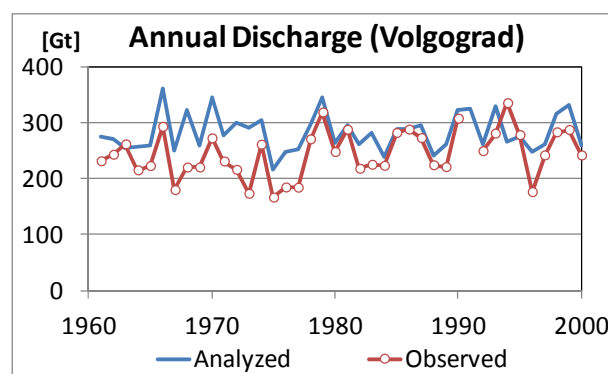


図 6.12 ボルガ川流量

カスピ海上の水収支

次に, 流域全体の解析を通して式(6.2)により解析されるカスピ海の水収支解析結果を示す.

まず, カスピ海消長モデルを使用しない場合のカスピ海の年間水収支解析結果を図 6.13 に示す. ここに, $P-E$ はカスピ海上の降水量-蒸発量, $delV$ はカスピ海の貯水量変化である. $delV$ は水位変動の統計値と等深線データを用いて推定し, Q_{in} は前述の解析結果である. 図 6.13 より, 1978 年頃を境に $delV$ に大幅な変化があったことが分かる. 当初の 1970 年代後半までは 0Gt/yr を推移しつつ若干の減少傾向であったが, 1978 年を境に 200Gt/yr 近く急増し, その後 150Gt/yr 前後を推移している. $(P-E)_{Casp}$ は蒸発量の方が多いためカスピ海の面積拡大に伴って減少しておりカスピ海の面積が増加するに従って蒸発量が増加

傾向にある。 Q_{KRB} も人為的操作によって年変化しているなど各変数に一定のトレンドや変化はあるが、 Q_{KRB} は20Gt/yr程度を推移しており、 $(P-E)_{Casp}$ の変化も1960年と2000年との比較を行えば100Gt/yr程度の差になるが緩やかな変化であり、特定の年における顕著な変化を説明できるものでは無かった。加えて、 $delV$ は1995年を境として再度大きな変動をしていることも分かる。その理由も、図6.13の解析結果からは説明できないものであったが、1995年前後の年は中央アジア全体で渇水が深刻であった年であり、実際に流入量減や $(P-E)_{Casp}$ の減少が見られるため、定量的な説明はできないものの、乾燥化による複数の要因が重なったためではないかと類推される。

図6.12のボルガ川年流量の観測結果では1978年以降に流量が多くなっていた。その値はおよそ20Gt/yr程度であり、 $delV$ を見ると、1978年前後で200Gt/yrほど増えているので、ボルガ川の流用変化は一因としてそれ以外の要因も重要となる。同時に、このボルガ川の流量増加の原因についても具体的に探る必要がある。

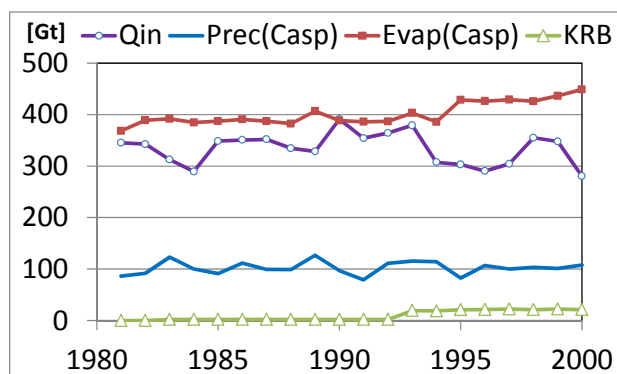


図 6.13 カスピ海の水収支

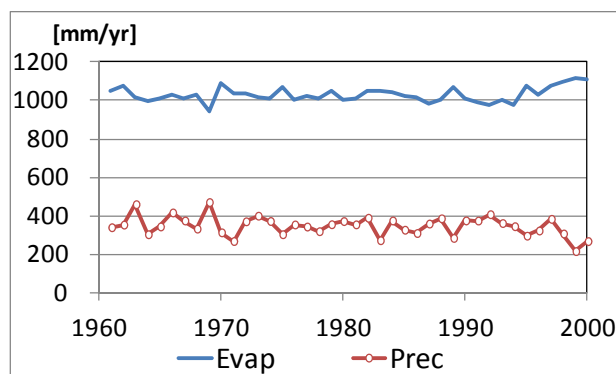


図 6.14 カスピ海上の降水強度と蒸発強度

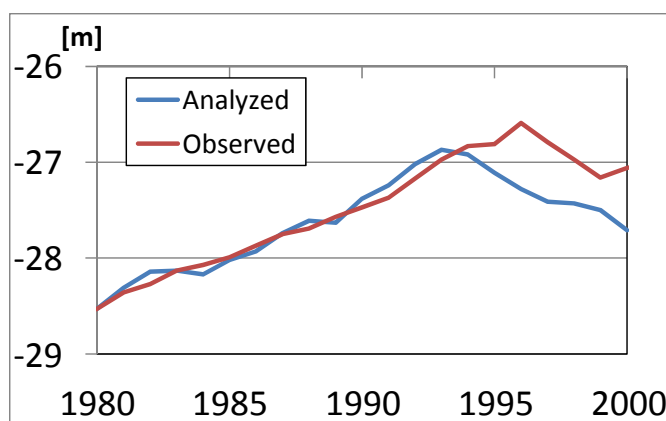


図 6.15 カスピ海の水位変化の再現結果

上記を受けて、カスピ海上の気候変化を確認する。上記の $(P-E)_{Casp}$ はカスピ海面積に依存する項であるため、それを除外するため図6.14にカスピ海上の年降水量と年蒸発量の平

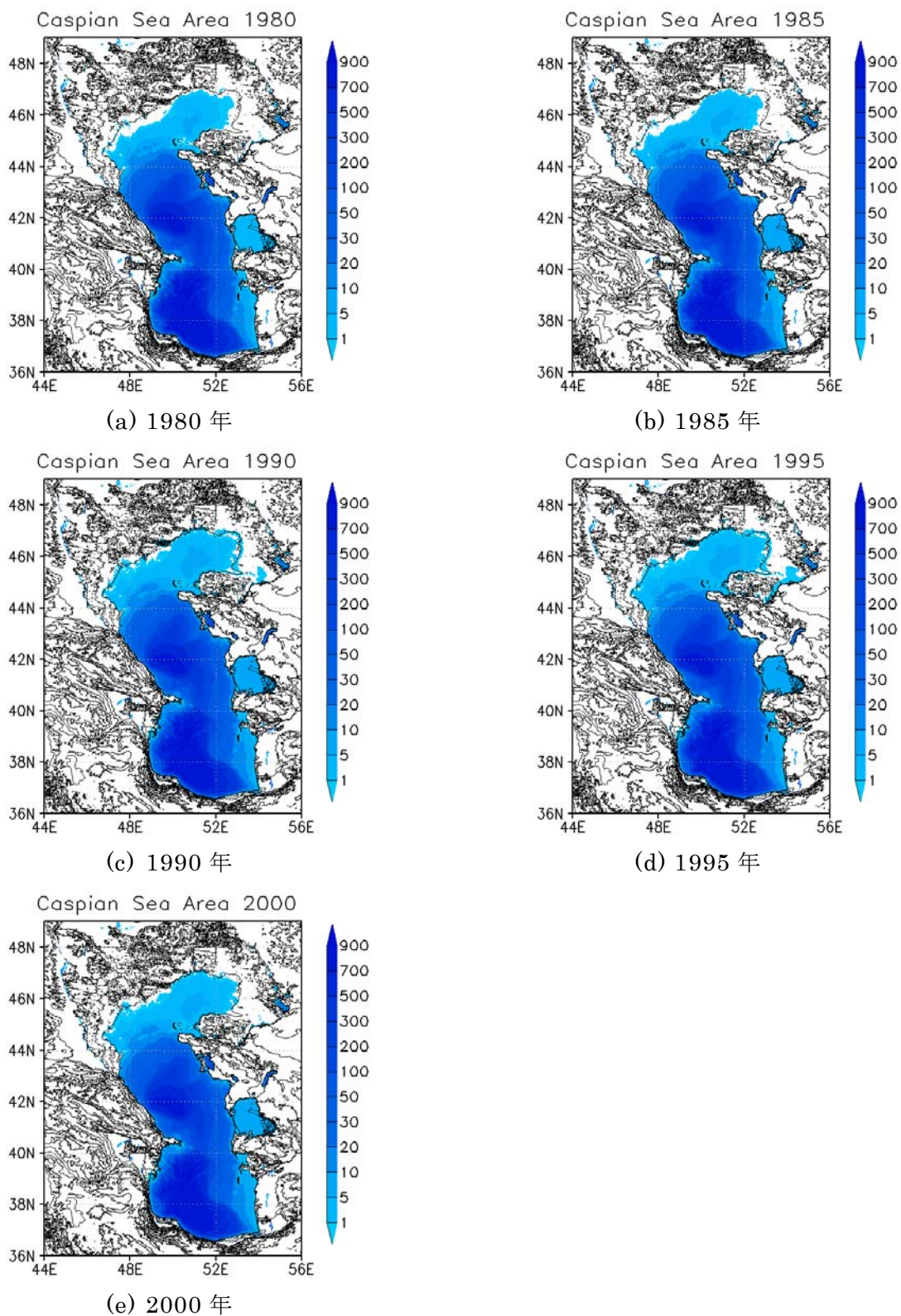


図 6.16 カスピ海領域

均値を mm/yr で示す. ここでの蒸発量と降水量は, 40 年間の解析期間を通じて常に海上であったメッシュのみで平均している. これを見ると解析期間でほとんど変化は無く,

1980年前後を境とした水位のV字変化に対して既往研究で議論されているようなカスピ海上での風速や気温蒸発量が増加したことによる影響は見られなかった。その理由は、今回使用した気象データには1978年を前後とする変化が見られなかったためである。

次に、カスピ海消長モデルによって再現されたカスピ海領域の変化を示す。図6.15はカスピ海水位の年変化であり、図6.16はカスピ海領域である。ここで、カスピ海の水位は1980年以前の変化を再現できなかったため、今回は1980年以降を示す。なお、1980年以前の水位は、1980年以降とほぼ変わらない増加傾向となっていた。

以上より、1978年頃を境とするカスピ海のV時の変化を再現することはできなかったが、1980年以降の水位変化を概ね再現することができた。1995年と1996年の流入量は過大評価しており、そのため減少傾向が遅く解析されている。

6.3.4 考察

本節では、現状で使用可能な全球の気象データセットを入力条件に陸面過程モデルを用いて、カスピ海の過去の水収支の再現を試みた。加えて、カスピ海の水位変動の原因について考察を行った。

流域全体の水収支解析では、ボルガ川の流量を一定の精度で再現できたことは成果であるが、1978年からの数年間でボルガ川の流量が増加したことを再現できなかった。今後は、1984年以降のボルガ川の流量データを探すと共に、この流量増加の要因についても調査する。カスピ海の水収支では、貯水量の変化 $delV$ を統計値から推定し、その原因について考察した。気候変動が原因であるとする既往研究は多いものの、現状で使用可能な気象データセットには顕著なトレンドが見られないために、水収支解析を通して過去気候変動を再現する結果は得られなかった。その他の要因についても定量的な考察が行われたが、どれも大幅で急激な $delV$ の変化を説明できるものではないため、様々な要因が複合的に作用した結果であると考えられる。

今回統計値として過去の水収支解析の根拠としてきた図2.11に示す水位変動の観測ステーションは、カスピ海上で4点のみであるため、水位の代表性の問題についても考察が必要である。

最後に、図2.11に示すような1978年を境とした顕著な変化の原因の中で、本章で考慮できなかった内容について以下に4点に渡り考察を行う。

気候変動

既往研究で頻繁に議論されている気候変動に関しては、図2.11に見られるように1978年を境にした顕著な変化は見られなかった。上流域の降水量や気温に目立った変化はなく、カスピ海上の風速が減少して蒸発量が減少したとする研究もあるが、Fig.6.14のように年

間蒸発量の強度に変化はほぼ見られなかった。

その一つの原因として、入力に用いた気象データに過去の気候変動が十分に反映されていない可能性がある。前述のとおり中央アジアは使用可能な気象観測データが限られた地域であり、図 6.8 から分かるように、現在気候においてもデータセット間で降水量の値は大きく異なっている。これらのデータセットは使用可能なデータを最大限に使用して作成されているものの、実際に気候変動が起きていても観測されなかった場合や公開されていない可能性がある。当流域において気候変動は非常に重要な課題であるため、今後はボルガ川の流量を含めて現地の水文データの収集を試みる必要がある。

水利用形態の変化

灌漑水需要量の経年変化について、今回行った水循環解析では、FAOSTAT から得られる灌漑面積の変化のみが考慮されていたが、牧田（1997）は 1980 年頃を境としてボルガ川流域で農地改革が行われ、灌漑効率の向上と生産性の低い農地の放棄が行われたことを報告している。具体的には、1ha 当たりの水使用量が 30%減少し、灌漑面積は 29000km² 減少したとしている。29000km² の農地の放棄とは現在の灌漑面積 60000km² と比較すると約 50%に匹敵する。歴史的に大都市の近郊に位置していたことから開発が進められてきているボルガ川流域において、水利用効率は悪かったものの過去により多くの灌漑水需要量が使用されていた可能性は十分にあるため、今後も継続的に現地の農業統計について調べることは必要な課題である。

牧田（1997）の報告値を参考に 1980 年を前後として、灌漑面積を 90000km² とし灌漑効率を 30%にするなど大幅な仮定を行うと、カスピ海の水位に明白な V 時の変化を再現させることはできる。しかし、農地改革は本来数年から数十年規模で行われるものであるため、ある特定の年を境に大きく流況が変わった原因とするのは現実性に欠けると思われる。今後は現地の過去の水管理についてもより深い調査が必要である。

カラボガズゴル湾のダムの影響

KBG にダムが造られた理由がカスピ海の水量保持であったことや、KBG とカスピ海が分離されていた時期とカスピ海の水位上昇の時期がほぼ一致するため、カスピ海水位の上昇の主因の一つと考えられた。しかし定量的に解析した結果、 $deIV$ の絶対値が 100Gt/yr 以下であった 1970 年代後半までは、20Gt/yr 前後となる Q_{KBG} の影響は比較的大きいが、1980 年以降は $deIV$ の絶対値が 150Gt/yr 程度に達するため、影響は限定的であると言える。

海水温の変化

気候変動の影響として水収支の変化に着眼されることが多いが、カスピ海は最大深度が1000m以上あるため、外洋の海面上昇と同様に、気候変動によって海水温が上昇するとカスピ海の水位も上昇する可能性がある。

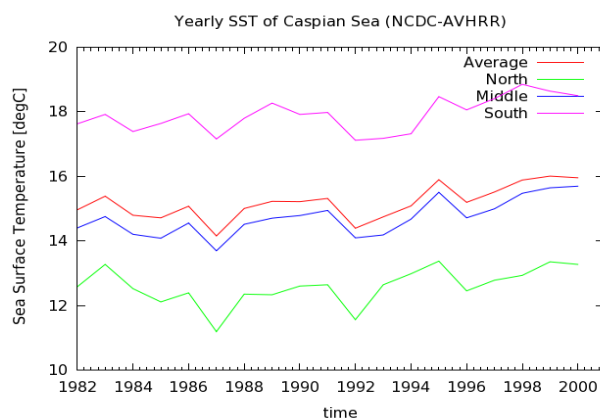
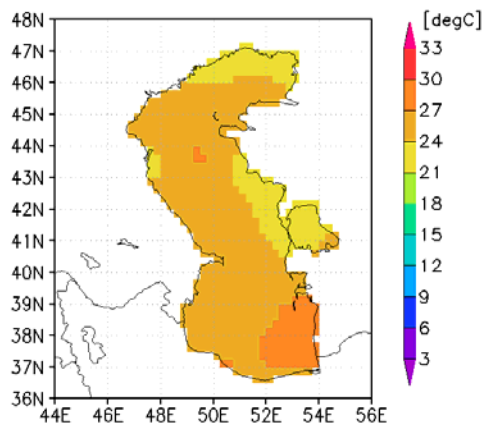


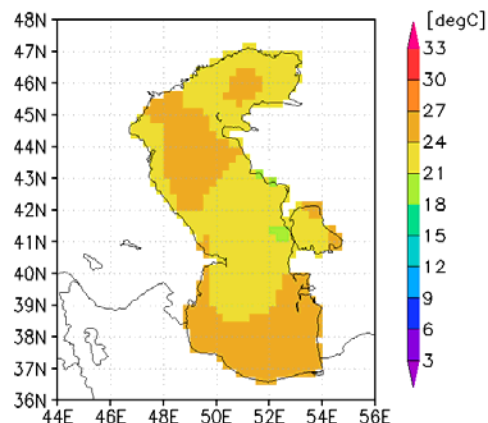
図 6.17 カスピ海平均水温の変化

SST (NCDC AVHRR) Casp Sea 1982 8 1



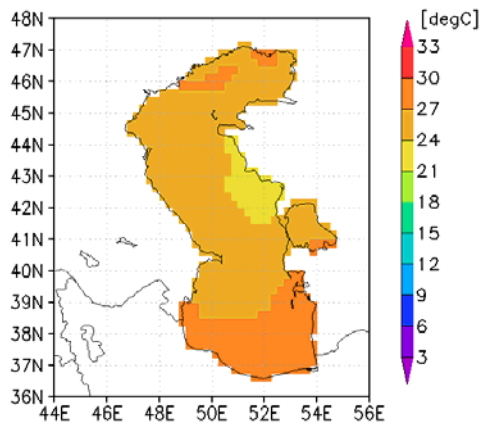
(a) 1982

SST (NCDC AVHRR) Casp Sea 1990 8 1



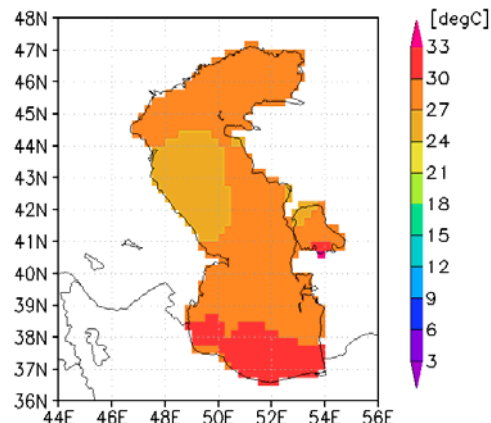
(b) 1990

SST (NCDC AVHRR) Casp Sea 1995 8 1



(c) 1995

SST (NCDC AVHRR) Casp Sea 2000 8 1



(d) 2000

図 6.18 カスピ海水温分布の変化

そこで、AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)の衛星解析値を用いてカスピ海の過去の海面温度の変化を推定したのが図 6.17 である。図 6.17 より、AVHRR のデータが使用可能となる 1982 年から 2000 年までの期間に海面水温は僅かに増加傾向にあり、その上昇幅は 2°C 以下であった。これは水の熱膨張率を考えると、仮に全水深 1000m で一様に温度上昇したとしても 40cm 程度の水位上昇であるため、原因の一つとは考えられるが、主要因は別にある可能性が高い。

その他の要因

本研究ではカスピ海への地下水からの流入量・流出量は、式(6.2)で計算される Q_{in} 量の一部としてしか考慮されておらず、流域内に降った降水を起源とした水流入しか考慮しておらず、流域を超えた水の流入・流出は考慮していない。その理由はモデルでの考慮が非常に困難であるためだが、その中で不確定性の非常に高いものの一つとして、地下水の流れがある。カスピ海と地下水との水交換を研究した既往研究自体は多岐に渡り、Zekster (1996)は様々な既往研究による推定値を比較し、年間流入量が $0.3\text{Gt}\sim 49.3\text{Gt/yr}$ のように大きく幅があり非常に不確定であることを報告している。

アラル海流域よりカスピ海流域は標高が低く、海面標高もアラル海は約 30m なのに対し、カスピ海の海面標高は約 -27m 前後である。また、アラル海の湖底は比較的浅いのに対しカスピ海の水深は最深部で 1000m を超える。かつてアムダリア川がカスピ海に流れていたことを考えると、現在表層では繋がっていない二流域も地下水系は繋がっていることが十分に考えられる。元々、筆者がカスピ海解析を始めたきっかけは、この二つの流域の水交換を各流域における水収支解析上の矛盾点から明らかにできないかというものであった。陸域の水循環には依然として不明な点が多く、現地観測や衛星解析等を用いた更なる解明が必要である。

6.4 気候変動影響予測

本節では、将来的な気候変動の影響がカスピ海流域の水収支に与える影響について予測を行い、カスピ海の水位変動がどのように変化するかについて予測する。

6.4.1 入力条件

気候変動予測に用いる GCM 出力には、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S を用いた。3.6.2 節で述べたバイアス補正を行った後の年降水量と年平均気温の分布を下の図 6.19, 6.20 に示す。年降水量、年平均気温の双方が将来気候下では増加していることが分かる。その増加の幅は北部の降水量では上流部で顕著であり、南部では大きな差が見られない。その一方で、年平均気温は流域全体で一様に増加していること

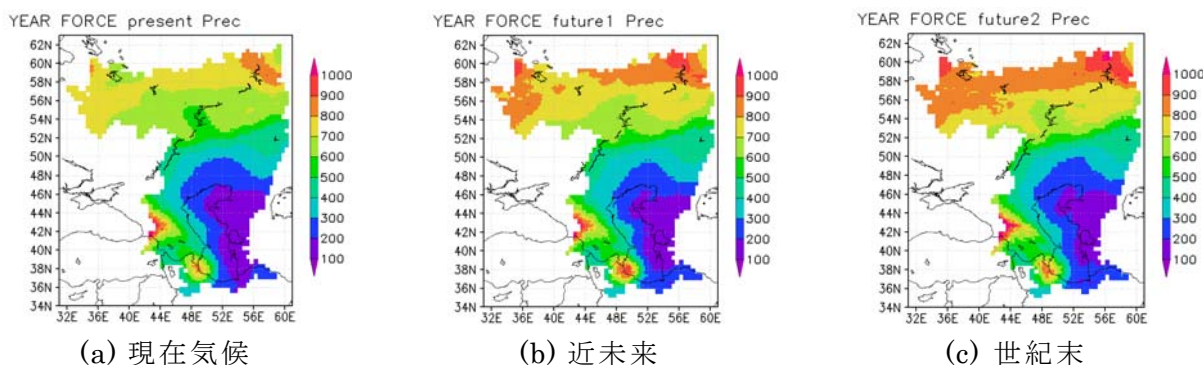


図 6.19 年降水量の長期平均値

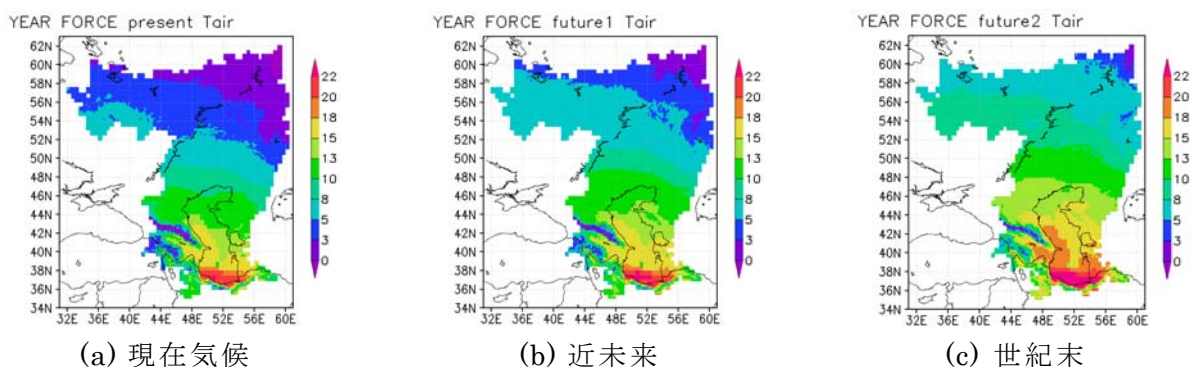


図 6.20 年平均気温の長期平均値

が分かる。

本研究で用いた MRI-AGCM では、現在気候（1979-2003）、近未来（2015-2039）、世紀末（2075-2099）の 3 期間で計算を行っており、その間の解析は海洋モデルのみを解析するという方式をとっている。そのため 3 期間以外の気象データは解析していないのだが、カスピ海の水位は過去の気候条件の積算によって決定される現象であり、データに未解析期間がある場合にはその期間におけるカスピ海水位を解析することができない。

そこで本研究では、水位予測を行う際には各期間において総計 200 年分 25 年の解析を繰り返すという手法によって各解析期間において安定するカスピ海水位を期間ごとに求めた。これにより、各気候条件下におけるカスピ海水位の長期安定値を求める事ができる。なお、各気候シナリオにおいてカスピ海水位の初期値には 1990 年時のものを用いる。そ

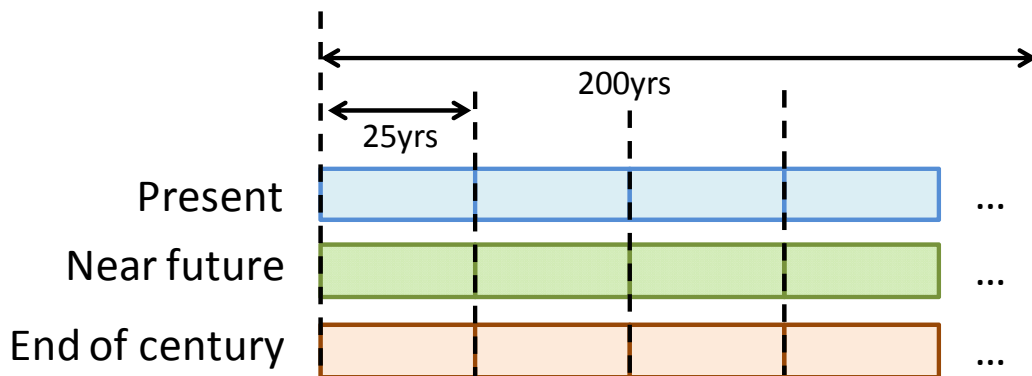


図 6.21 カスピ海流域の将来気候化における解析流れ

の解析の流れを図 6.21 に示す。

他の地表面条件に関しては、アラル海流域における解析と同様に 2000 年時のものを用いており、生活用水や工業用水量についても、人口増加に伴って増加する可能性もあるが、今回は変化させていない。その理由は、本節では人為的な影響が変わらないとした仮定の下で気候条件のみによってどの程度の変動があるかを予測することが目的であるためである。

6.4.2 解析結果

まず、将来気候下におけるカスピ海流域における解析結果として、各気候シナリオ間での年平均値を表 6.1 に、経年変化を図 6.22 のようになる。表より降水量は 1 割程度増加するが蒸発散量も増加していることが分かる。その結果、水資源量に相当する河川流量を現在気候と比較すると、将来気候下では両期間で増加するが、世紀末気候下では近未来気候下に比べて減少していることが分かる。一方で灌漑必要水量 *Irrig* を調べると将来気候下では両期間で増加しており、世紀末気候下では需要量が大きく増加していることが分かる。しかし、カスピ海流域ではアラル海流域とは異なり、灌漑必要水量が水資源量に比べて非常に少ない。今回の水需要量の増加量は約 6Gt/yr であり、これはカスピ海の水位を年間に 1.6cm 減少させる量に相当する。水需要量は水資源量と比較して非常に少ないことから影響は限定的と考えられる。

表 6.1 カスピ海流域における気候変動の影響 [Gt]

	Discharge	Prec	ET	Tveg	Runoff	Irrig	Rain	Snow
現在気候	375.48	1125.35	729.72	141.77	414.64	33.47	721.98	403.37
近未来	401.77	1201.49	783.31	178.65	441.19	34.90	804.96	396.53
世紀末	394.24	1236.48	820.37	216.34	438.51	39.71	882.16	354.32

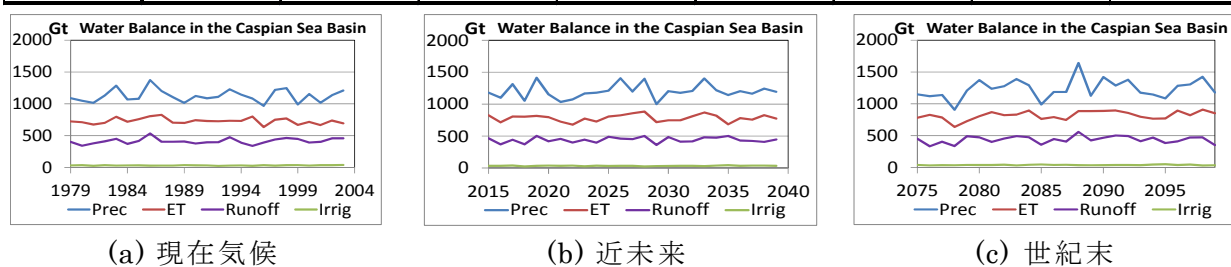


図 6.22 カスピ海流域の水収支（将来気候）

次に、将来気候下でのカスピ海の水収支を図 6.23 に示す。流域水収支と比較すると影響は顕著であることが分かる。年降水量には変化が見られないものの、世紀末気候下では気温の増加に伴って年蒸発量が大きく増加している事が分かる。前述のように流域全体でも顕著な降水量の増加が見られるが、気温上昇によって蒸発散量が増えるために流入水量に

大きな変化が無く、よってカスピ海の水収支は蒸発量の増加に伴って減少すると予測される。

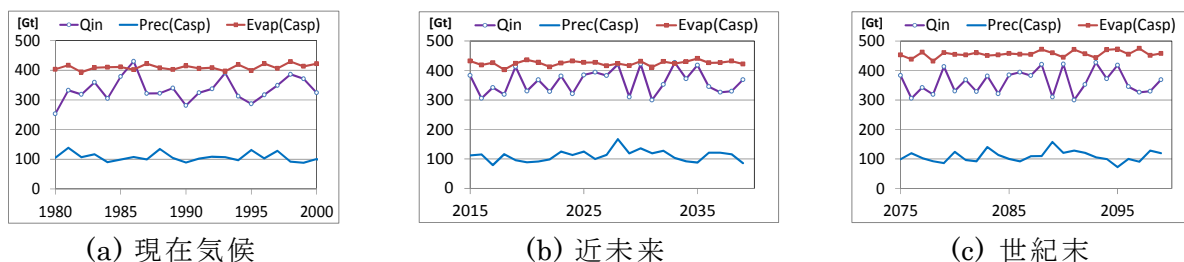


図 6.23 カスピ海の水収支 (将来気候)

図 6.24 に各気候条件下におけるカスピ海の水位変動予測、図 6.25 に最終的なカスピ海領域を示す。近未来下では主に流入水量の増加によってカスピ海水位は僅かに増加するが、世紀末気候下では水位が急激に減少し、60 年程度で-30m に達している。20 世紀以降のカスピ海水位最低値は-29m 前後であり、よってカスピ海は将来気候下で過去に前例が無い状態まで低下することが予測された。

図 6.25 に示すカスピ海領域を見ると、世紀末気候下では水位の浅い北側のカスピ海において面積縮小が顕著であることが分かる。中部・南部では顕著な面積の変化は見られないが、実際には 1970 年代に水位低下が深刻になった時と同様に生態系や船舶の運航に大きな打撃を与える可能性が高い。

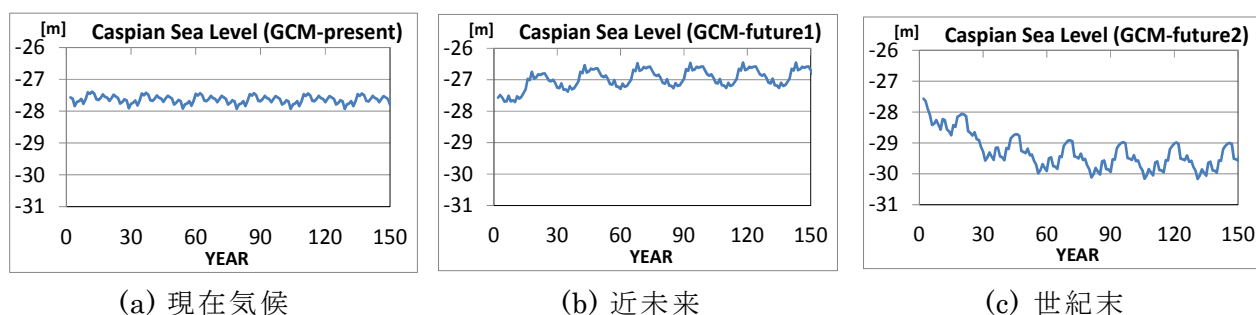


図 6.24 気候シナリオごとカスピ海水位年変化

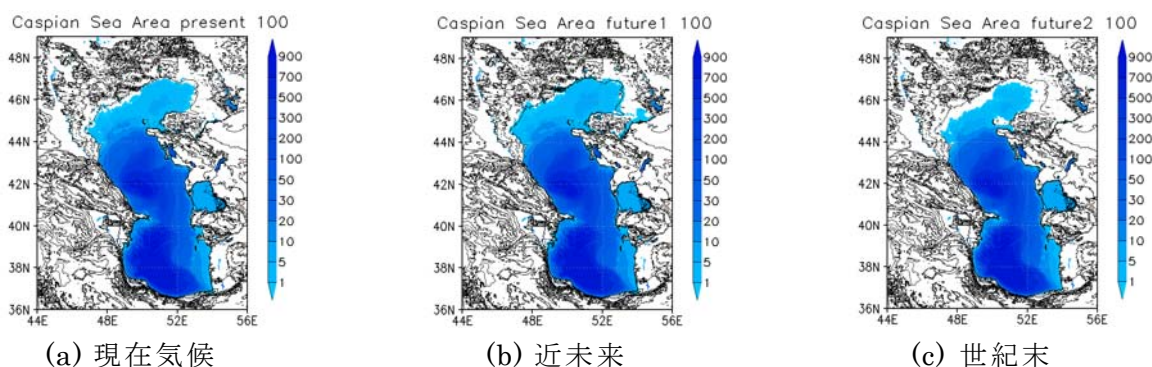


図 6.25 気候シナリオごとカスピ海水位

6.5 結論

6.5.1 過去の再現計算について

本節では、現状で使用可能な全球の気象データセットを入力条件に陸面過程モデルを用いて、カスピ海の過去の水収支の再現を試みた。加えて、カスピ海の水位変動の原因について考察を行った。

流域全体の水収支解析では、過去の灌漑地発展に伴う農業取水の増加だけでなく、生活・工業用水による取水の影響を統計データを基に考慮した。その結果、ボルガ川の流量等は一定の精度で再現できたが、1978年以降にボルガ川の流量が増加したことは再現ができなかった。同時に、この流域水収支の結果を用いてカスピ海の水収支を計算することで過去の水位変動の再現を試みた。既往研究には、カスピ海の水位変動の原因として気候変動を挙げたものは多いものの、現状で使用可能な気象データセットには顕著なトレンドが見られないために、水収支解析を通して過去の気候変動を再現する結果は得られなかった。その他の要因についても考察したが、どれも大幅で急激なカスピ海の水量変化を説明できるものではないため、様々な要因が複合的に作用した結果であると考えられる。

今後は、継続してこの水位変動の原因について現地の水利用や気象水文データの調査を行い、より深く考察を行うことが必要である。今回統計値として過去の水収支解析の根拠としてきた図 2.11 に示す水位変動の観測ステーションは、カスピ海上で 4 点のみであるため、水位の代表性や信頼性の問題についても考察が必要である。

6.5.2 気候変動影響予測について

過去の再現の中で構築されたカスピ海流域の水循環モデルとカスピ海消長モデルに、GCM の出力値を気象強制力として入力することで将来予測計算を行った。その結果、流域水収支では、年降水量と年平均気温が共に増加するため降水量の増加と蒸発量の増加が互いに相殺し、カスピ海への流入量に大きな変化は見られなかった。しかし、カスピ海の水収支を見ると、年降水量が変わらない中で気温上昇に伴ってカスピ海海面からの蒸発量が増加するため世紀末気候下では急激な水位低下が予測された。その際に予測されたカスピ海水位は、20 世紀に起きた水位低下期よりも更に低かった。

今回は一種類の GCM を用いた気候変動予測を行ったため、今後は様々な GCM 出力値を用いたアンサンブル計算を行うと共に、具体的にどの気象要素がカスピ海水位に影響を与えるのか明確にしていく予定である。

第7章

終章

7.1 まとめ

本研究では、中央アジア域における二つの内陸湖の流域において陸域水循環モデルを構築し、過去から将来に渡って水資源量や水需要量がどのように変化するかを物理的に推定することを試みた。モデルは流域内の水循環を忠実に再現することを目的としているため、山岳域の水熱収支や灌漑地における水操作について観測や衛星解析も用いながら検討を行った。

まず山岳域の水熱収支解析として、従来のモデルでは融雪期を早期評価する傾向があり、春先の数か月間にほとんど全ての融雪が起こることが明らかになったので、その原因を探るための種々の解析を行った。具体的には、従来は気温と気圧のみに行っていた気象強制力の標高依存性について、下向き長波放射についても補正を行うことで、約一か月程度融雪期が遅れることを考慮できた。同時に検討した比湿の標高補正については、河川流量への影響度が非常に小さいことが分かった。加えて、山岳域での解析において空間解像度に関する検討を行い、1km から 20km という高解像度から低解像度での解析結果を比較することで、空間解像度の違いによる出力結果の違いを考察した。その結果、気象強制力のメッシュ内の代表性と、氷河域の最低標高値が解析結果に大きく影響を与えることが分かった。そこで、低解像度の解析においても高解像度の解析結果を考慮するために標高モザイクスキームを構築し、その効果を検討した。その結果、夏季における氷河の融解強度に若干の違いが見られたものの、疑似真値として設定した 1km 解像度の解析結果を 10km 程度の解析結果の中に考慮することができることが分かった。

しかし、これらの手法を用いても、融雪の早期評価は完全には解決しなかった。MODIS による積雪域の特定結果と解析結果を比較すると、MODIS の結果では標高が上がるにつれて融雪完了日が遅れていくことを考慮できていたが、解析結果ではどの標高帯でも春先に同時に融解していた。このように、山岳域における融解プロセスに関してはまだ課題が残されているが、現実的の水管理上では重要な点であるため、今後の研究として、どの時期にどの標高帯からの融解が多いかということを物理モデルによって再現することを目指す。

次に、アラル海流域における解析では、まず現地で行われている灌漑活動の現状を把握するために行った定点集中観測の結果を紹介した。観測は、ウズベキスタン国内で気候帯や地質条件の異なる二点で3年間に渡り行った。観測した内容は、土壌水分量、電気伝導度 (E_c)、地中温度、地下水位、降水量である。この結果、灌漑規則として年に与えている灌漑の頻度や、何週間程度で土壌水分量は灌漑を必要とする最低土壌水分量に下がるか等を確認することができた。この知見を基に陸域水循環モデルの灌漑スキームの改良を行った。これを流域全体に適用したところ、灌漑回数や灌漑必要水量に関して現地で得られた資料と整合した結果を得ることができた。加えて E_c の観測では、灌漑期では大きく E_c が上昇することなく灌漑期後に急激に増加することが分かった。そのために春先に塩分を農場から洗い流すリーチング操作を行っており、その結果灌漑期に E_c は低い状態で維持されていた。灌漑自体も、短期的には E_c の低下に寄与していることも分かった。

次に、アラル海流域全体の陸域水循環解析から、過去の水収支の再現を行った。その際には、過去の灌漑面積の拡大やカラクム運河からの取水量を過去の統計データや報告値を基に推定し、モデルに反映させた。加えて、流域全体の水収支解析結果からアラル海の面積が変化するアラル海消長モデルを構築し、動的にモデルに結合させた。その結果、過去のアラル海の経年的な縮小を再現することができ、水需要量や水資源量も種々の報告値と整合していた。しかし、アムダリア川の流量を過小評価し、シルダリア川の流量を過大評価しているなど、地域的にはまだ課題の残る結果であった。

加えて、アラル海流域において水開発に関するシナリオ分析と気候変動の影響評価を行った。シナリオ分析では、水路の運搬効率、畝間灌漑の点滴灌漑への改良、灌漑面積の縮小の3つの仮想的なシナリオを用意し、それぞれに対してモデルから予測されるアラル海の面積を推定した。その結果、1960年からの40年間で増加した灌漑面積のうち、25%を削減することによる水資源節約効果は、水路の運搬効率の5%の改善もしくは1/3の灌漑地を点滴灌漑に改良することにより実現できることが分かった。気候変動の影響評価では、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデルMRI-AGCM3.2Sを用いた。そのGCMでは、アラル海流域において降水量の増加と気温の増加が予測されており、陸域水循環モデルによる解析では、降水量の増加と蒸発散量の増加の幅が同程度であるために水資源量に大きな変化が出ないことが分かった。一方、灌漑地からの蒸散量が増加するために水需要量は確実に増加するため、結果的には水を逼迫させる方向に働くことが分かった。加えて、降水量は増加しているものの、気温の増加によって降雪量は減少し、降雨量が大きく増加していたため、現在よりも融雪期が早まることが示唆された。アラル海流域では、水資源量の大半が山岳域に冬季に発生する雪であり、それが夏季に融解することによって夏季の灌漑水が賄われていたため、融雪期の早期化によって夏季の渇水はより深刻化するものと予想された。

最後に、カスピ海流域における水収支解析では、過去の原因不明の水位変動を陸域水循環モデルでの解析によって再現できるか実験を行った。流域全体での解析を行ったが、カスピ海では流域にモスクワ等の大都市を含んでいるため、生活用水と工業用水を人口分布データと FAO の統計値によって推定した。加えて、カスピ海からの唯一の排水先となっているカラボガズゴル湾への流出量も、種々の統計値・報告値や面積変動と予想される蒸発量等とを比較することで与えている。その結果、1978 年を境とした V 字の水位変動を再現することができなかった。入力に用いた各種の気象強制力データは解析機関を通して大きな変化は見られず、加えて農業水利用に関しても、大きな変化は見られなかった。

しかし、将来予測として先の MRI-AGCM3.2S を用いた気候変動予測を行った所、流域全体としては降水量の増加と蒸発量の増加が見込まれたためにカスピ海への流入量は大きく変化しなかったものの、カスピ海上からの蒸発量が世紀末気候下では大きく増加するために、カスピ海水位は 20 世紀の最低値を下回るほどに低下すると推定された。

7.2 今後の展望

本節では、今後の展望として以下の点について考察したい。

- ・ 陸域水循環モデルの改良
- ・ 衛生解析を用いた灌漑地の特定
- ・ 遊牧業を議論するためのモデル改良

陸域水循環モデルの改良

まず、本研究で構築された水循環モデルは現段階でも多くの課題を有しているため、今後も継続的に改良が必要である。

山岳域における融雪の早期評価に関しては、衛生解析から得られる標高帯ごとの融解の時期を再現できるようにモデルの改良をすすめる。具体的には、斜面方位を基に下向き短波放射量を補正することによって、日射量が少ない斜面において雪が溶け残ることを考慮する。特に氷河に関しては、数百万年に渡る積雪・融雪の結果として、山岳の谷部等の日射量が少ない地域に立地している事実がある。これを物理モデルにも考慮することによって融雪の遅れを再現する。しかし単年性の雪に関しては、全領域に対して一様に降り積もると考えられるため、斜面方位を考慮した補正を行うと熱供給が上がる斜面も生まれる。そのため短波放射の補正による単年性の雪の融解プロセスは、融解期の長期化として現れることが予想され、現在のようにピークが数か月程度ずれるというずれの全てを解決するかは不明である。また、他の要素として現在一層で表現している陸面過程モデルの雪層を多層化することによって融解した雪が時間をかけて流れ落ちる際に雪上で再凍結すること

を考慮し、融解後に河川まで水が到達するまでの時間差をモデルに反映する。

衛生解析を用いた灌漑地の特定

本研究では、灌漑面積の歴史的変化をモデルに反映させてきており、その影響の大きさは特に 5 章において明らかであるが、その際に用いたデータは流域全体や国ごとの灌漑面積総和であり、灌漑地が具体的にどの場所で発展したのか等については考慮していない。歴史的には、カラクム運河の発展に伴ってトルクメニスタン領において急激な増加があったことが知られているが、データの制約上、これらを考慮することはできなかった。そこで衛生解析を用いた灌漑地の特定手法について検討を行う。衛星解析では、灌漑地と自然植生との分別が難しいことが知られており、灌漑地抽出を行った他事例では抽出した灌漑域が自然植生域を除外できずに過大評価してしまう場合が多い。

そこで本研究では、下記の点を比較することによる灌漑地の抽出方法を検討する。一つ目は、灌漑スキームを用いない陸面過程解析による土壌水分量である。二つ目は、衛生解析から得られる地表面温度の日格差である。乾燥域では、土壌水分量が低いために地表面温度が大きな日変動をする。その一方で、灌漑地では人為的に水分が供給されているために地表面の熱容量が大きく、日格差が小さいことが予想される。三つ目は、衛星起源の NDVI である。一般に乾燥地自然植生は夏季になると衰退するため、乾燥地では衛生からの NDVI 時系列変動は夏季になると減少する。しかし、灌漑地では水分が供給されるので NDVI は増加する。以上の 3 点を用いて、「気候条件から解析された土壌水分量は低いのに対し、衛星では土壌水分量や植物の成長が観測される」地域を抽出し、灌漑地の特定に使用する。

食糧生産全体を考慮したモデル改良

本論文では、陸域水循環モデルによって流域内の水資源、水需要量の変化について研究を行ってきたが、より現地の食糧生産全体をモデルの対象とすることも可能と思われる。中央アジア北部では、灌漑農業に加えて遊牧業も盛んである。乾燥地植生は年々の気象変動に対して非常に敏感であるため、気候変動は遊牧生活者にとって直接的で深刻な脅威である。実際に中央ユーラシアでは、特定の気象条件を満たした場合に現地語でゾドと呼ばれる家畜の大量死が発生する。近年の例では、1997 年にカザフスタンで発生したゾドによって国内の家畜の 30% が失われたことが報告されている。GCM による気候変動予測情報を用いて事前にリスクの増減や危険度が高い地域の特定ができれば、生活スタイルの変更や移動勧告による対策も可能であるし、砂漠化が懸念される地域を事前に保全対象とすることもできる。また、本論文の 5,6 章において、中央アジアにおける気候変動の影響によって降水量の増加と共に蒸発散量も増加することが分かり、その結果として水資源量はほ

とんど変化しないという結果を得たが、流域からの蒸散量は増加しているため、現地の自然植生は現在よりも大きく成長する可能性がある。つまり、灌漑農業は水需要量の増大によってより厳しい渇水が見込まれているが、遊牧業に関しては生産性が上がるために産業を拡大できる可能性がある。しかし、乾燥地植生の生育状態を決定する気象条件は土壌水分量だけではなく、より細かいモデル化を進めることで影響評価を行う必要がある。

参考文献

- Abbink, K., Lars C.M., Sarah, O. (2005): The Syr Darya River Conflict: An Experimental Case Study. CeDEX Discussion Paper, The University of Nottingham, No. 2005-14.
- AQUASTAT, (<http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm>) (accessed 2014-11-12)
- CA water info, (<http://www.cawater-info.net/>) (accessed 2014-11-12)
- Cretaux, J.F., Kouraev, A.V., Papa, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin, N., Plotnikov, I.S. (2005): Evolution of Sea Level of the Big Aral Sea from Satellite Altimetry and Its Implications for Water Balance, *Journal of Great Lakes Res.*, LEGOS
- Doll P. and Siebert S. (2002b): Global modeling of irrigation water requirements. *Water Resources Research*, Vol:38(4), pp.8.1-8.10.
- Elhance, A.P. (1997): Conflict and Cooperation Over Water in the Aral Sea Basin, *Studies in Conflict and Terrorism*, 20:207-218, Social Science Research Council
- Frolov, AV., (2003): Modelling of multiyear oscillations of the Caspian Sea level: theory and applications. GEOS, Moscow, Russia.
- GEF agency of the IFAS (2002): Aral Sea Basin Program report.
- Glantz, M.H. (2005): Water, climate, and development issues in the Amu Darya Basin, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 10: 23-50
- Glantz, M.H. (1999): *Creeping environmental problems and sustainable development in the Aral Sea Basin*, Cambridge University Press.
- Hanasaki N., Kanae S., Oki T., Masuda K., Motoya K., Shirakawa N., Shen Y. and Tanaka K. (2008): An integrated model for the assessment of global water resources — part 1: model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol:12, pp.1007-1025.
- Hirabayashi Y., Kanae, S., Motoya, K., Masuda, K., Döll, P. (2008): A 59-year (1948-2006) global near-surface meteorological data set for land surface models, Part I: Development of daily forcing and assessment of precipitation intensity, *Hydrological Research Letters*, Vol.2, pp.36-40.
- Horst, M.G., Shamutalov, S.S., Pereira, L.S., Gonçalves, J.M. (2005): Field assessment of the water saving potential with furrow irrigation in Fergana, Aral Sea basin, *Agricultural Water Management*, Vol.77(1), pp.210-231

- Ismailylov, G.K., Fedorov, V.M., (2008): Year to year variations in water balance components in the Volga Basin and third interaction, *Water Resources*, Vol.35(3), pp.247-263.
- JICA (2009):中央アジア地域「中央アジアの電力・水資源に関する地域連携に関する委託調査」報告書
- Kamiguchi K., Arakawa O., Kitoh A., Hamada A. and Yasutomi N. (2010): Development of APHRO_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years. *Hydrological Research Letters*, Vol:4, pp.60-64.
- Kitamura, Y., Kozan, O., Sunada, K., Oishi, S., (2007): Water Problems in Central Asia, *Journal of Disaster Research*, Vol.2(3), pp.134-142.
- Klige, R.K. and Myagkov, M.S. (1992): Changes in the water regime of the Caspian Sea, *Geojournal*, Vol. 27, No, 3, pp. 299-307.
- Kobayashi, S., Ota Y., Harada Y., Ebita A., Moriya M., Onoda H., Onogi K., Kamahori H., Kobayashi C., Endo H., Miyaoka H. and Takahashi K., (2015): The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93.
- Kusunoki S., Mizuta R. and Matsueda M. (2011): Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *Climate Dynamics*, Vol:37, pp.2481-2493.
- NASA, Earth Observatory, (http://earthobservatory.nasa.gov/Features/WorldOfChange/aryl_sea.php) (accessed 2014-11-12)
- Micklin, P. (2000): *Managing Water in Central Asia*. London: The Royal Institute of International Affairs, Central Asian and Caucasian Prospects.
- Micklin, P. (2002): Water in the Aral Sea basin of Central Asia: cause of conflict or cooperation?, *Eurasian Geography and Economics*, 43.7, pp.505-528.
- Micklin, P. (2007): The Aral Sea Disaster, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35:47-72.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007): The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Panin, G., N. (2007): *Transboundary Diagnostic Analysis. Climate Change and Vulnerability Assessment Report for the Caspian Basin*.
- Raskin, P., Hansen, E., Zhu, Z., and Stavisky, D. (1992): Simulation of water supply and demand in the Aral Sea Region. *Water International*, 17(2), 55-67.
- Rekacewicz, P., and L. Dejohanet. (2002): *Transboundary Diagnostic Analysis for the Caspian Sea. Maps and graphics. Caspian Environment Programme*.

- Rodionov S., (1994): Global and Regional Climate Interaction: The Caspian Sea Experience: The Caspian Sea Experience. Springer Vol.11.
- Stolberg, F., Borysova, O., Mitrofanov, I., Barannik, V., Eghtesadi, P., (2003): Caspian Sea. In: Regional Assessments 23, GIWA, University of Kalmar, Sweden.
- Sellers, P. J., Mintz Y., Sud Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, vol.43, 505-531.
- Tanaka, K. (2004): Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model doctoral dissertation, Kyoto University
- Tandong, Y., and Thompson, L. G. (1992): Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core. *Annals of Glaciology*, 16, 21-24.
- Toderich, N.K., Tsukatani, T., Shoaib, I., Massino, I., Wilhelm, M., Yusupov, S., Kuliev, T., Ruziev, S., (2008a): Extent of salt affected land in Central Asia: Biosaline agriculture and utilization of the salt-affected resources. KIER Discussion Paper, 648.
- Toderich, K.N., Ismail, S., Juylova, E.A., Rabbimov, A.A., Bekchanov, B.B., Shyuskaya, E.V., Gismatullina, L.G., Osamu, K., Radjabov, T.B., (2008b), New approaches for biosaline agriculture development, management and conservation of sandy desert ecosystems, *Biosaline Agriculture and High Salinity Tolerance*. pp.247-264.
- USGS Earthshots, (<http://earthshots.usgs.gov/earthshots/node/46>) (accessed 2014-11-12)
- World Bank, 2003, Irrigation in Central Asia: social, economic and environmental considerations, Europe and Central Asia Region, Environmentally and Socially Sustainable Development.
- Yamazaki D., Baugh C. A., Bates P. D., Kanae S., Alsdorf D. E., and Oki T. (2012): Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modeling. *Journal of Hydrology*, Vol:436-437, pp.81-91.
- Zekster, I. S., (1995): Groundwater discharge into lakes: a review of recent studies with particular regard to large saline lakes in central Asia, *International Journal of Salt Lake Research*, 4.3, pp.233-249.
- 帯谷知可, 北川誠一, 相馬秀廣 (2012): 中央アジア, 朝倉世界地理講座 一大地と人間の物語— 5, 朝倉書店
- 北村義信, 矢野友久 (2000): 中央アジア乾燥地における二次的塩類集積防止のための広域水管理研究, *地球環境*, 5(1), pp.27-36.
- 北村義信, 猪迫耕二, 山本定博 (2013): 小アラル・シルダリア川流域における上下流間の利水競合と水上の劣化 (シンポジウム 乾燥地における食料問題のゆくえ), *日本砂丘学会誌*, 60.2, pp.59-65.

- 甲山治, 大石哲, 砂田憲吾, 寶馨. (2008): 中央アジア・キジルクム砂漠における地表面フラックス観測. 京都大学防災研究所年報, 51(B), 21-28.
- 小尻利治・東海明宏・木内陽一 (1998) : シュミレーションモデルでの流域環境評価手順の開発, 京都大学防災研究所年報, Vol:41B, pp.119-134.
- 小槻峻司, 田中賢治, 小尻利治, 浜口俊雄 (2012): 衛星データから作成した農事暦を活用した全球陸域水循環解析, 水文・水資源学会誌, Vol:25, pp.373-388.
- 除玉民, 郭国双 (1995): 中国主要作物需水量与灌漑, 水利電力出版社.
- 峠嘉哉, 田中賢治, 小尻利治, 浜口俊雄 (2012): 中央アジア域の灌漑地拡大の影響を考慮した陸面解析によるアラル海縮小の再現, 京都大学防災研究所年報, 第 55 号 B, pp.571-577
- 奈良間千之 (2002): 20 世紀の中央アジアの氷河変動, 地學雑誌, 111(4), pp.486-497.
- 二宮健二 (2009): データブックオブザワールド 2009 年版, 二宮書店.
- 福嶋義宏(1995): 地球水環境と国際紛争の光と影, 信山社
- フレッド・ピアス(2008): 水の未来 世界の川が干上がる時, 日経 BP 社.
- 牧田広道 (1997) : カスピ海の過去と現在, 水文・水資源学会誌, Vol.10, No. 1, pp.87-95.
- 宮田律(1999): 中央アジア資源戦略—石油・天然ガスをめぐる「地経学」, 時事通信社.

謝辞

本研究を進めるにあたり多大なるご指導ご鞭撻を賜りました，京都大学防災研究所の中北英一教授，故小尻利治教授，萩原良巳名誉教授，田中茂信教授，角哲也教授，堀智晴教授，田中賢治准教授，城戸由能准教授，山口弘誠助教，東南アジア研究所の甲山治准教授に対しまして，厚く御礼申し上げます。

中北英一先生は，日頃からかけて頂く言葉や情熱を持って研究に取り組む姿から，研究者としての在り方を強く教えて頂きました．科学を追及する中でいかに社会に生かすか常に考えておられることが，私を含め後輩の皆に伝わっています．日頃や海外調査時に頂いたメールに添えられた励ましの言葉は私の支えになりました。

故小尻利治教授には，学部時代から研究方針について常に大局的なコメントを頂き，研究で独創性を追求することに対して厳しく指導して頂きました．今でもご生前に頂いた言葉を思い出し，いずれは先生に納得して頂く内容の研究にしなければと自省しています。

田中賢治先生は，研究開始時より今に至る 6 年間で，最もお世話になりました．中央アジアにおいて持続可能な水管理実現に貢献したいという私の思いを御理解頂き，数多くの機会を与えて頂き，現地調査にも何度も御同行頂くなど日頃から惜しみなく支援して頂きました．先生に御指導頂いたことで，研究に対する情熱が絶える事はなく，研究面・人格面でとても成長できたと思っています。

東南アジア研究所の甲山治先生には，中央アジアでの調査時に大変お世話になりました．不安を抱え調査をする私にとって大変頼もしい存在であり，時には頼りない私を厳しく指導して頂きました．特に，研究の対象とするのであれば物理過程だけでなく中央アジアの地域の事を深く知ることが必要だという教えは今でも研究をする上で大切にしています。

I'd like to thank Prof. Kristina Toderich in ICARDA (International Center for Agricultural Research in the Dry Areas) for her generous supports for me. Thanks to her, we can continue in situ measurements at testing farms. Whenever I visited to Uzbekistan, she gave me lots of opportunities to join field trips and discuss with strong scientists from her great human network. All experience with her in Central Asia highly raised me up.

And I appreciate to Dr. Mukhiddin Khujanazarov, Prof. Rashid Kulmatov, Prof. Bakhridin Nishonov, Dr. Natalya Akinshina, Dr. Toshpulat Radjabov, Dr. Temur Khujanazarov, Dildora Aralova-san for their many kindness and supports during my staying in Central Asia.

京都大学防災研究所では、地域水環境システム研究室に3年間、水文気象災害研究室に3年間在籍し、有意義な時間を過ごすことができました。地域水環境システム研究室の森英祐さん、鈴木淳史さん、北宅洋さん、小槻峻司さん、藤井嵩大さん、安倍雅宏君、新田陽介君、井上祥吾君、若林清高君、今村公洋君、田中拓馬君、浅野倫矢君、後藤佳紀君、名村瑠架さん、原田航太君、小林優君、松井佑介君や、水文気象災害研究室の Kim Sunmin 先生、Yoon Seongsim 先生、増田有俊さん、Yu Wansik さん、宮宅敏哉君、金原知穂さん、西脇隆太君、北側有輝君、古田康平君、草野晴香さん、佐藤豪君、高見和弥君、神田亜希子さん、佐藤悠人君と、振り返れば沢山の先輩方や後輩達と共に研究をしてきました。一人一人が尊敬できる存在で、腹を割って語り合う中で非常に多くのことを学んだ日々が私の財産になっています。特に小槻峻司さんとは共に研究をする中で語り合う事が多く、厳しく論じて頂くこともありました。今でも迷った時には小槻さんならどのようにアドバイスを頂けるかを想像します。兄のような存在と思っています。

また、京都大学防災研究所中北研究室の辻まゆみさん、荒木紀子さん、平沢美登里さんには、研究を進める上で多くのサポートを頂くだけでなく、日頃から体調面でご心配を頂いたり数々の相談をさせて頂きました。

また、水文・水資源学会若手会の相馬一義先生、萬和明先生、渡部哲史さん、山崎大さん、佐藤雄亮さん、橋本雅和さん、丸谷靖幸さん、銭潮潮さん、天野文子さん、小川まり子さん、吉見和紘君、渡辺恵さん、田中智大君には常に強く刺激を受けました。

筑波大学の鈴木康平君は、中央アジアでの現地調査では私の観測に惜しみなく援助して頂き、私の疑問点はいつも丁寧に解説して頂きました。鈴木君とは所属する分野は異なりますが、これからもずっと互いに切磋琢磨しながら良い研究を築いていきたいと思っています。

最後に、今まで健康に育ててもらい、これまでの長く充実した学生生活を支えて頂いた私の両親や3人の姉に心より感謝致します。いずれは両親に誇れるような研究を目指し続けていきたいと思っています。

以上を持って、本論文を結ぶ。

2014年12月15日

峠嘉哉