

## 解説

# アジア高山域の氷河質量収支：衛星重力観測の再考

松尾功二<sup>1\*</sup>，日置幸介<sup>2</sup>

## 要 旨

重力衛星 GRACE やレーザー高度衛星 ICESat のような宇宙測地衛星が台頭したことで、アジア高山域が有する広大な山岳氷河群の質量収支を、遠隔から連続的に計測できるようになった。これまで Matsuo and Heki (2010) と Jacob *et al.* (2012) によって、GRACE 重力データから、アジア高山域の氷河質量収支が推定された。しかしながら、その結果は、前者が年平均 $-47\text{Gt}$ の顕著な減少、後者が年平均 $-11\text{Gt}$ の僅かな減少、と互いに大きく異なっていた。本稿では、これら2つの研究について詳しく解説し、GRACE でアジア高山域を観測する際に配慮すべき幾つかの重要点を記述する。それらを把握した上で、新たな GRACE データ (Release05) と解析手法を用いて、アジア高山域の氷河質量収支を再推定する。最後に、ICESat を用いた近年の研究報告について解説する。

キーワード：氷河，アジア高山域，質量収支，宇宙測地観測，重力衛星 GRACE

Key words: Glaciers, High Mountain Asia, Mass balance, Space geodetic observation, GRACE gravity satellite

## 1. はじめに

地球温暖化に代表される近年の気候変動は、世界各地の大陸氷床・山岳氷河を大いに縮小させている。アジア高山域（ヒマラヤ山脈，カラコルム山脈など）が有する山岳氷河も例外ではなく、現地観測および衛星観測によってその縮小の様子が数々と報告されている（*e.g.* Fujita and Nuimura, 2011；Yao *et al.*, 2012；Bolch *et al.*, 2012；Kääb *et al.*, 2012）。アジア高山域は、中低緯度で最も多くの陸氷を山岳氷河として貯蔵しており、南極・北極に次ぐ「第三の極」とも呼ばれている（Qiu, 2008）。この山岳氷河は、アジア圏に住む12億人を支える貴重な水資源として極めて重要な役割を果たす（Immerzeel *et al.*, 2010）。山岳氷河がもたらす雪解け水は、ガンジス，インダス，メコン，

ブラフマプトラ，長江，黄河，などの主要な河川の源泉となる。また，地下へと浸透した融解水は，麓で揚水・灌漑され，農業および工業用水として利用される。水資源としての役割を果たす一方で，自然災害としての危険性を有する。モレーンで堰き止められた自然の貯水湖（氷河湖）は，近年の気温上昇と融解水の増加に伴って水位が増しており，決壊の危険性が高まっている。そのため，決壊洪水による麓の集落への深刻な被害が懸念されている（*e.g.* Sakai, 2013）。このような背景から，アジア高山域における山岳氷河の動態を長期に渡り観測し続けることは，自然科学，社会科学，防災科学の観点から，極めて重要である。

これまで，山岳氷河の動態とりわけ質量収支は，現地観測によって活発に調べられてきた。その一方で，1990年代頃から宇宙測地機器を搭載した人工衛星が台頭したことで，遠隔からの観測も可能となった。最近では，2002年に打ち上げられた重力衛星 GRACE（Gravity Recovery And Climate Experience）が，目覚ましい活躍を見せている。GRACE は，アメリカ航空宇宙局（NASA）とド

1 京都大学理学研究科地球物理学教室測地学講座  
〒606-8502 京都府京都市左京区北白川追分町

2 北海道大学理学研究科自然史科学専攻宇宙測地学研究室

〒060-0810 北海道札幌市北区北10条西8丁目

\* 連絡先：matsuo.koji.82w@st.kyoto-u.ac.jp

イツ航空宇宙センター (DLR) が、地球の重力場観測を目的に打ち上げた双子型の人工衛星である。2つの衛星が高度 500 km の極軌道を周回し、衛星間の距離の変化を数 mm 以下の精度で計測する。その結果、月毎の地球重力場の変化を数  $\mu$  Gal (地球の標準重力場の約 10 億分の 1) の精度で再現している。空間分解能は約 300 km とやや粗めであるが、従来の Satellite Laser Ranging (SLR) による重力観測に比べると 10 倍以上の分解能である。

GRACE の強みは、その応用性の高さにある。大規模な質量変化を伴うあらゆる現象を検出するため、陸水学、雪氷学、固体地球のダイナミクス、気候学、など様々な学問分野で広く利用できる。例えば、これまでに GRACE は、季節的な降雨/積雪による土壌水分量の変化 (*e.g.* Tapley *et al.*, 2004), グリーンランドおよび南極氷床の縮小 (*e.g.* Velicogna and Wahr, 2006), 最終氷期の氷床消失に対する地球の粘性応答 (後氷期回復) (*e.g.* Tamisiea *et al.*, 2007), エルニーニョ南方振動に伴う降水量異常 (Morishita and Heki, 2008), 巨大地震による地球の大規模変形 (*e.g.* Matsuo and Heki, 2011), などを検出している。一方、GRACE の弱みは、変化した質量の物質的な種類 (水か、氷か、岩石か) を同定できない点にある。そのため、氷床の縮小と後氷期回復が同時に起こる南極では、氷床質量収支の見積もりに、大きな不確定性があることが知られている (*e.g.* Yamamoto *et al.*, 2011)。

## 2. 重力衛星 GRACE でみるアジア高山域の氷河質量収支 : Matsuo and Heki (2010) と Jacob *et al.* (2012)

Matsuo and Heki (2010) (以下 MH10 と呼ぶ) は、アジア高山域の氷河質量収支を、GRACE の重力観測に基づいて初めて推定した。正確には、チベット高原内部と秦嶺山脈の氷河群を除く、ヒマラヤ山脈、カラコルム山脈、崑崙山脈、パミール高原、天山山脈、が有する氷河群に対して解析を行っている。インド北部の大規模な地下水減少 (Rodell *et al.*, 2009 ; Tiwari *et al.*, 2009) の影響を考慮に入れつつ解析を行ったところ、2003-2009 年で約  $-47 \pm 12 \text{ Gt yr}^{-1}$  (470 億トン毎年) の質量

減少 (氷河縮小) を得た。これは、琵琶湖 1.7 杯分の水が毎年氷河から失われていることに相当する。仮に、チベット高原にて後氷期回復が起こっていると、その影響をモデル (Kaufmann, 2005) によって補正すると、約  $-61 \pm 13 \text{ Gt yr}^{-1}$  の減少速度となる。なお、チベット高原の後氷期回復に関しては賛否両論あり、地質学的な証拠が乏しいことから、現状は起こっていないという意見が強い。現地観測では、アジア高山域の氷河質量収支は、1961-2003 年で約  $-31 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、2002-2006 年で約  $-55 \text{ Gt yr}^{-1}$  と推定されている (Dyurgerov and Meier, 2005 ; Dyurgerov, 2010)。また、水文モデルによる研究では、1961-2003 年で約  $-25 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、2003-2006 年で約  $-37 \text{ Gt yr}^{-1}$  と推定されている (Hirabayashi *et al.*, 2010)。GRACE の推定値 ( $-47 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) は、2000 年代の現地観測 ( $-55 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) や水文モデルによる見積もり ( $-37 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) と良く合っている。一方で、1961-2003 年と比較すると、2000 年代の氷河の縮小速度は約 1.5 倍となっており、近年の温暖化の影響を受けて、縮小が加速しているようにも見える。しかしながら、MH10 でも指摘されているように、アジア高山域の氷河質量収支には、顕著な年々変動 (数年スケールの時間変化) が見られる。そのため、現状の短期間のデータからでは、温暖化による縮小の加速なのか、他の気候変動による質量の年々変動なのか、区別するのは難しいだろう。

その後、Jacob *et al.* (2012) (以下 Ja12 と呼ぶ) は、2003-2010 年の GRACE データを用いて、アジア高山域を含む世界各地の山岳氷河の質量収支を見積もった。その結果、全球で約  $-148 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、アジア高山域で約  $-11 \pm 10 \text{ Gt yr}^{-1}$  (チベット高原内陸および秦嶺山脈の氷河群を含めると約  $-4 \pm 20 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) の氷河縮小率を得ている。これは、MH10 の約  $-47 \text{ Gt yr}^{-1}$  という結果と、大きくかけ離れる。Ja12 が使用している GRACE データは、テキサス大学が提供する Level-2 Release 04 (RL04) データで、MH10 と同じものである。また、GRACE データの高次項に含まれるノイズを低減させるための空間フィルター (Wahr *et al.*, 1998) も、Ja12 が半径 350 km、MH10 が半径 400 km とほぼ同等である。さらに、GRACE データから実際の氷河質量収支を求める手法として、

Ja12 は各氷河域に質量塊 (マスコン) を想定し、マスコンの変動量を試行錯誤的に変えて、GRACE の観測値と最も適合する解を得る、というマスコン解 (*e.g.* Wouters *et al.*, 2008) を採用しているが、MH10 も基本的には同様の手法を採用している。つまり 2 つの研究は、使用しているデータも、データ解析手法も、氷河質量収支の推定方法も、ほぼ同じなのである。

では、なぜ 2 つの解析結果は異なるのだろうか? 大きな理由として、2 つ考えられる。1 つは、インド北部の地下水減少域の想定が異なる点にある。現在インド北部では、農業および工業用水のための灌漑により、深刻な地下水減少が起きている。多い所では年間 1-2m の地下水位低下と言われ、GRACE で観測出来るほどの膨大な質量損失を引き起こしている。地下水減少域は、ヒマラヤ山脈から数 100 km ほどの距離に位置しており、現在の GRACE の空間分解能では、ヒマラヤ山脈の氷河縮小のシグナルと正確に分離させるのは難しい。地下水減少を過小に見積もれば氷河縮小が過大評価され、地下水減少を過大に見積もれば氷河縮小が過小評価されてしまう。インド北部の地下水減少に関しては、Rodell *et al.* (2009) と Tiwari *et al.* (2009) が、GRACE を用いた推定を行なっている。しかしながら、ここでも両者の推定量は大きく異なる。Rodell *et al.* (2009) は、顕著な地下水減少はインド北西部パンジャブ・ハリヤナ両州でのみ起きているとし、地下水減少量を約  $-17.7 \pm 4.5 \text{ Gt yr}^{-1}$  と見積もっている。一方、Tiwari *et al.* (2009) は、顕著な地下水減少はインド北西部からバングラデシュにまで及ぶ広大な領域で起きているし、地下水減少量を約  $-54 \pm 9 \text{ Gt yr}^{-1}$  としている。MH10 は、Rodell *et al.* (2009) を踏襲し、地下水減少量を約  $-13 \text{ Gt yr}^{-1}$  としているが、Ja12 は、Tiwari *et al.* (2009) を踏襲し、約  $-35 \text{ Gt yr}^{-1}$  としている。すなわち、この地下水減少量の見積もりで、約  $22 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差が生じている。もう 1 つの理由は、観測期間が異なる点である。MH10 の観測期間は、2003 年 5 月から 2009 年 4 月であり、Ja12 は、2003 年 1 月から 2010 年 12 月である。前述でも少し触れたが、アジア高山域の氷河質量収支には、顕著な年々変動が見られる。その傾向は、特に天山山脈やパミー

ル高原など、アジア高山域の北西部に位置する氷河群で顕著である。詳しくは次章で述べるが、2010 年の冬季 (1-3 月) 以降のデータを含めるか否かで、推定される氷河質量収支に約  $14 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差が生じる。つまり、MH10 ( $-47 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) と Ja12 ( $-11 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) の推定の違い ( $36 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差) は、インド北部の地下水減少の違い ( $22 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差) と観測期間の違い ( $14 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差) で、ほとんど説明できる。

### 3. アジア高山域の氷河質量収支の再解析

#### 3.1 データ解析

以上を把握した上で、GRACE データからアジア高山域の氷河質量収支の再解析を行う。本研究では、先行研究である MH10 と Ja12 の解析手法に 2 点の改良を施した。まず 1 つ目の改良点は、2012 年 3 月に公開された新しい GRACE データ、Release05 (RL05) を用いた点である。GRACE データには、縦縞ノイズとよばれる特有の短波長ノイズが含まれている。これは、極軌道航行による経度方向のデータ密度の欠如や、大気や海水など表層流体の素早い動きによる折り返し雑音 (エイリアシング) によって生じる。大気・海洋のエイリアシングに関しては、AOD1B (Atmospheric and Ocean De-aliasing level-1B) と呼ばれるモデルによって補正がなされている。RL05 では改良された AOD1B モデルが使用されており、これまでよりも短波長ノイズが低減されている。さらに RL05 データでは、海洋潮汐補正のモデル、月や太陽その他惑星からの固体潮汐 (多体問題) を補正するための暦、基準座標系、などが更新されている (詳しくは GFZ Release note RL05 参照 [ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/grace/docs/ReleaseNotes\\_gfz\\_RL05.pdf](ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/grace/docs/ReleaseNotes_gfz_RL05.pdf))。続いて 2 つ目の改良点は、GRACE データから氷河質量収支を推定する手法として、Point-mass modeling 法 (Baur and Sneeuw, 2011) を採用した点である。MH10 と Ja12 では、氷河の地理的分布に適切な質量変化率を試行錯誤的に仮定して、GRACE データを最も説明する値を導く、というマスコン解が採用されていた。この手法は、ひどく時間と手間がかかるうえ、人為的なバイアスがかかってしまう恐れがある。一方、本研究で用いる Point-mass

modeling 法は, GRACE データから質量変化率を, 重み付き最小二乗法を使って逆解析(インバージョン)的に導くというものである. この手法は, 計算コストが圧倒的に低いうえ, 客観的な解を得ることができる. さらに, マスコン解よりも高い空間分解能で質量変化を導くことができる(Matsuo and Heki, 2013).

このような改良を施し, GRACE データからアジア高山域における氷河質量収支を新たに推定する. 本稿では, 図 1a に示されている, ヒマラヤ山脈の氷河群(ヒマラヤ), カラコルム山脈の氷河群(カラコルム), 崑崙山脈の氷河群(崑崙), パミール高原の氷河群(パミール), 天山山脈の氷河群(天山)について解析を行った. 簡単のため, 横断山脈(Hengduan Shan)とチベット南縁の氷河群はヒマラヤに含め, ヒンドクシユの氷河群はカラコルムに含めた. 今回は, チベット高原内部および秦嶺山脈(チベット; Ja12 の Figure 3b 中の 8d の領域)については解析を行わなかった. その理由は, GRACE だけでは, この地域の氷河質量収支を正確に見積もることは極めて難しいと判断したからである. Ja12 では, チベットの氷河質量収支を約  $+7 \pm 7 \text{ Gt yr}^{-1}$  と見積もっている. しかしながら, 最近の研究によって, この質量増加の大部分は氷河変動ではなく内陸湖の水位上昇によるものと明らかにされている. 現在チベットの内陸湖では, 湖水面の顕著な上昇・拡大が各地で確認されており, 2003-2008 年で総水量にして約  $+4 \text{ Gt yr}^{-1}$  の増加率と推定されている(Zhang *et al.*, 2013). この影響を正しく補正しないことには, GRACE からチベットの氷河質量収支の正確な見積もりは期待できない. そのため, 他の測地データなど併用することで, 今後詳細な解析を行うことにする.

解析を行ったデータ期間は, 2003 年 1 月から 2012 年 12 月までである. ノイズを低減させるための半径 300 km の非等方ガウシアンフィルター(Zhang *et al.*, 2009)と縦縞除去フィルター(Swenson and Wahr, 2006)を施し, Wahr *et al.* (1998) および Chao (2005) に倣って, GRACE の重力データを相当水厚質量(EWT: Equivalent Water Thickness)変化に変換する. なお, 地球重心の並進項である次数 1 次の成分は, GRACE

では計測できないので, 海洋モデル等から推定された値を用いる(Swenson *et al.*, 2008). また, 氷河周辺の陸水起源の質量変化は, 陸水モデル GLDAS (Global Land Data Assimilation System) (Rodell *et al.*, 2004) によって取り除いた. ただし, GLDAS では深さ 5 m までの土壌水分しか考慮されていないため, さらに深い地下水の寄与は補正できていない.

### 3.2 解析結果

上記の解析手法で求めた, 天山(43N, 83E), パミール(39N, 72E), ヒマラヤ(28N, 91E), における EWT 時系列を図 1b に示す. 各地域の EWT 時系列は最小二乗法によって 1 次+2 次+季節(年周+半年周)変化の成分でフィッティングされ, 2003-2009 年の一次変化を緑の直線, 2003-2012 年の一次変化を赤の直線, 季節変化を青の曲線で示す.

まず, 季節変化に着目する. 天山やパミールなどアジア高山域の北西部に位置する氷河群では, 冬期に質量の増加, 夏期に質量の減少が見られる. これは, 北西部氷河群が, 冬期の偏西風からの降雪で涵養される冬期涵養型であることと一致する. 一方, ヒマラヤなどアジア高山域の南部に位置する氷河群は, 夏期に質量の増加, 冬期に質量の減少が見られる. これは, 南部氷河群が, 夏期のモンスーンからの降雨/降雪で涵養される夏期涵養型であることと一致する. また, 季節変化の振幅は, 北から南に行くにほど大きくなっており, 地形の標高が高くなることで年間降水量が増加する様子が見て取れる. このように GRACE は, 各氷河群の季節変化の特徴(位相と振幅)を正確に捉えている.

続いて, 経年変化に着目する. 各氷河群の EWT 変化率は, 2003-2009 年では, 天山で  $-14.6 \pm 1.3 \text{ mm yr}^{-1}$ , パミールで  $-12.7 \pm 1.9 \text{ mm yr}^{-1}$ , ヒマラヤで  $-16.2 \pm 1.5 \text{ mm yr}^{-1}$  と, いずれも顕著な質量の減少が見られる. 一方, 2003-2012 年では, 天山で  $-6.8 \pm 0.8 \text{ mm yr}^{-1}$ , パミールで  $-3.2 \pm 1.1 \text{ mm yr}^{-1}$ , ヒマラヤで  $-14.0 \pm 0.9 \text{ mm yr}^{-1}$  と, いずれも質量の減少傾向であるが, 2003-2009 年と比べると, 天山やパミールの減少率は減速している. 図 2a と d に, GRACE によって観測された 2003-2009 年と 2003-2012 年におけるアジア高山

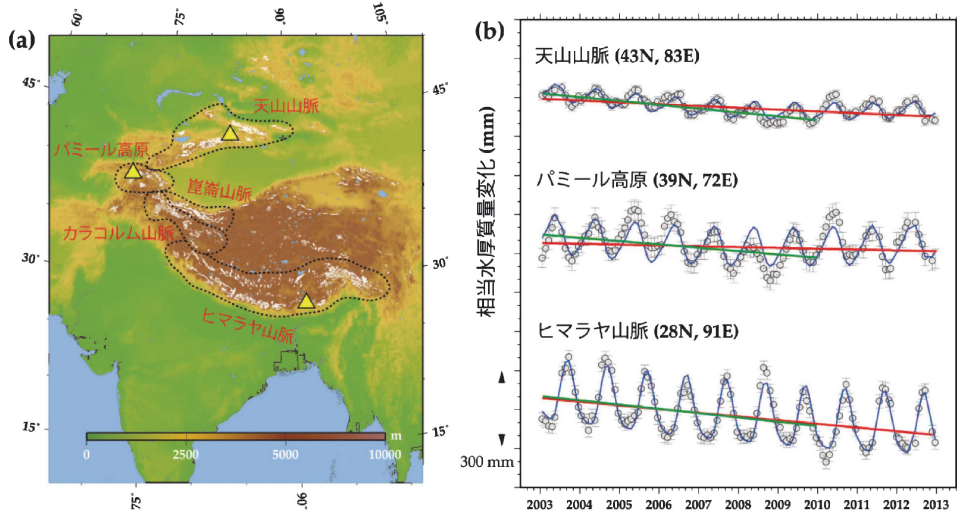


図 1 (a) アジア高山域の山岳水河群の地理的分布. 白色のドットが水河領域を示す. ここでは, ヒマラヤ山脈 (28N, 91E), カラコルム山脈 (36N, 75E), 崑崙山脈 (36N, 80E), パミール高原 (39N, 72E), 天山山脈 (43N, 83E) が有する水河群について解析する. それぞれの水河群を黒の破線で囲む. (b) GRACE RL05 データから導かれた, 天山, パミール, ヒマラヤの相当水量質量 (EWT) 変化の時系列 (図 1a の黄色い三角で示した点). エラーバー (1 $\sigma$ ) のついた白丸が, GRACE から観測された EWT 変化を表す. 赤の直線は, 最小二乗法によって得られた 2003-2012 年の質量経年 (1 次) 変化, 緑の直線が, 2003-2009 年の 1 次変化, 青の曲線が, 平均的な季節 (年周+半年周) 変化を示す.

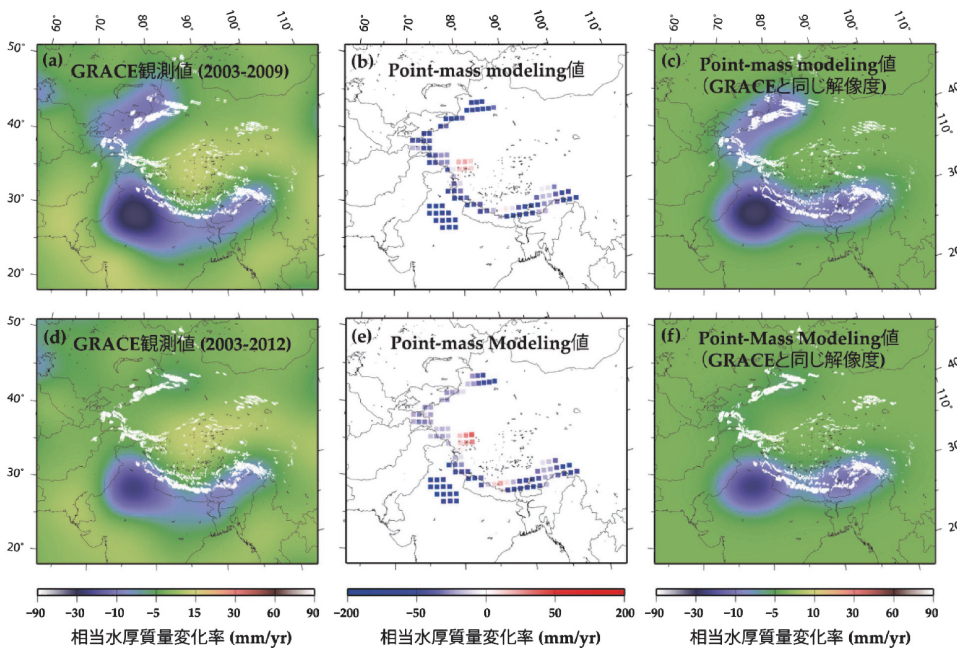


図 2 (a) GRACE で観測された 2003-2009 年の質量経年変化. なお, 氷河周辺の陸水変動 (深さ $\sim$ 5m まで) は, 陸水モデル GLDAS によって補正済みである. (b) (a) の GRACE の観測データを基に, Point-mass modeling 法によって導かれた 2003-2009 年の氷河質量変化率および地下水変化率. (c) (b) の結果に GRACE と同じ空間フィルター (半径 300km の非等方ガウシアンフィルター) を施したもの. (c)-(f) (a)-(c) を 2003-2012 年で行ったもの.

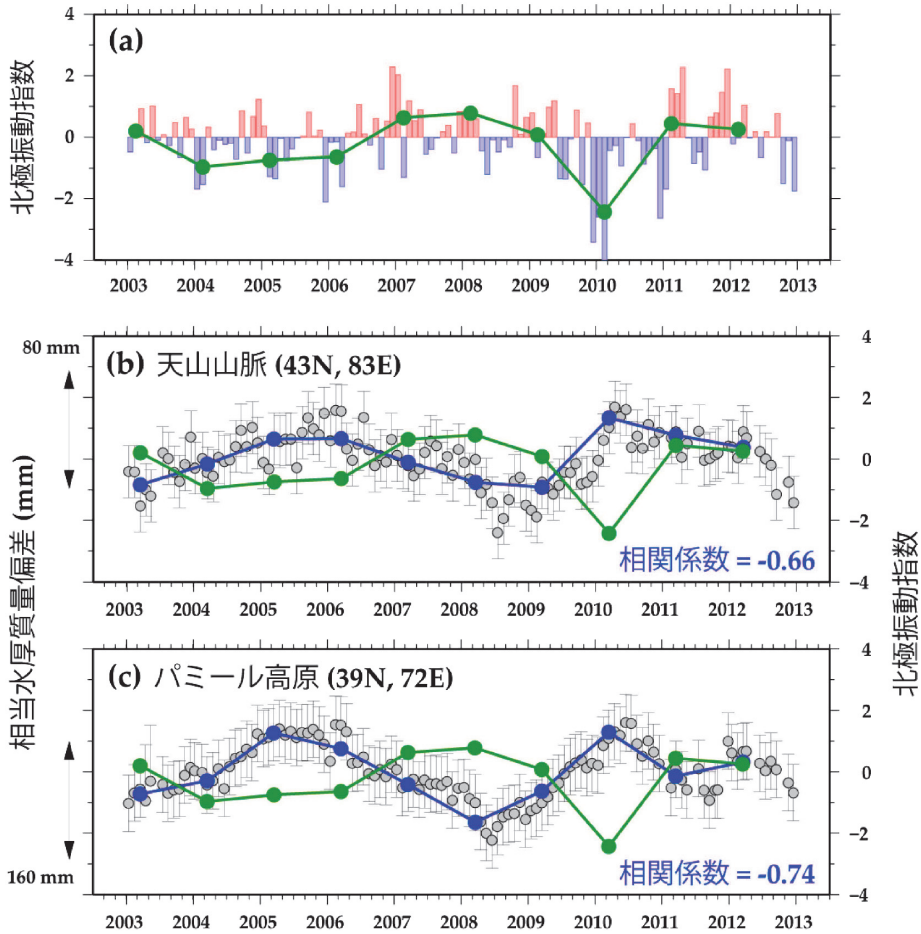


図 3 (a) 月毎の北極振動指数の時系列。データは、アメリカ海洋大気庁により入手した。(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\_ao\_index/ao.shtml)。赤と青のバーは、それぞれ正の北極振動、負の北極振動を示す。緑の曲線は、冬期(1-3月)の平均をとったもの。(b) 天山(43N, 83E)における相当水厚質量偏差(EWD)の時系列。青の曲線が、冬期の3ヶ月平均を示す。右下に冬期のEWD(青の曲線)と北極振動(緑の曲線)の相関係数を示す。(c) パミール(39N, 72E)におけるEWD時系列。

域の経年的なEWT変化率を示す。アジア高山域南縁のヒマラヤでは、いずれの期間も一定して顕著な氷河質量の減少が起きているが、アジア高山域北西部の天山やパミールでは、2003-2009年で顕著な氷河質量の減少、2003-2012年で僅かな減少と、大きな時間変動が見られる。

GRACEの観測データに基づき、Point-mass modeling法で導いたアジア高山域の氷河質量変化率の分布を図2bとeに示す。なお、得られた変化率は、1°グリッド(約100km×100km)で平均化されている。これらの結果にGRACEと同じ空間フィルターをかけると、GRACE観測値と

の良い一致が確認できる(図2cとf)。得られた氷河質量変化率を、各氷河群(ヒマラヤ、カラコルム、崑崙、パミール、天山)ごとに空間積分することで、各々の氷河質量収支を求めることができる。その結果を表1に示す。ヒマラヤの氷河質量は、2003-2009年で $-21.1 \pm 3.2 \text{ Gt yr}^{-1}$ の減少、2003-2012年で $-20.2 \pm 2.5 \text{ Gt yr}^{-1}$ の減少となり、この10年間、顕著な縮小が継続的に起きている。この氷河質量収支を氷河面積(Dyurgerov and Meier, 2005)と密度( $900 \text{ kg m}^{-3}$ ; Gardner *et al.*, 2013)で割ると、平均的な氷河の厚さ(氷厚)の変化を計算することが出来る。その結果、ヒマラヤ

表 1 GRACE から導かれるアジア高山域の氷河質量収支.

山岳氷河群 <sup>1)</sup> (km <sup>2</sup> )	2003-2009 年における 質量収支 (Gt yr <sup>-1</sup> )	2003-2012 年における 質量収支(Gt yr <sup>-1</sup> )
ヒマラヤ (42,220)	-21.1 ± 3.2	-20.2 ± 2.5
カラコルム (22,500)	-4.1 ± 2.4	-1.6 ± 1.8
崑崙 (12,260)	+1.0 ± 2.2	+1.5 ± 1.8
パミール (12,260)	-5.7 ± 2.1	-1.3 ± 1.8
天山 (15,430)	-11.4 ± 2.1	-5.5 ± 2.3
<b>アジア高山域</b>	<b>-41.3 ± 5.5</b>	<b>-27.1 ± 4.6</b>
インド北部の地下水減	-19.5 ± 3.5	-14.8 ± 2.5

<sup>1)</sup> Dyurgerov and Meier (2005)より参照.

表 2 本研究と Jacob *et al.* (2012) の比較.

山岳氷河群	本研究 (GRACE, Gt yr <sup>-1</sup> )	Jacob <i>et al.</i> (2012) <sup>1)</sup> (GRACE, Gt yr <sup>-1</sup> )
	2003-2009 と 2003-2012 の平均	2003-2010
ヒマラヤ + カラコルム	-23.5 ± 8.5	-5 ± 6
パミール + 崑崙	-2.3 ± 3.9	-1 ± 5
天山	-8.5 ± 3.1	-5 ± 6
<b>アジア高山域</b>	<b>-34.3 ± 9.8</b>	<b>-11 ± 10</b>
インド北部の地下水減	-17.2 ± 4.2	-35
<b>合計</b>	<b>-51.4 ± 10.7</b>	<b>-46 ± 10</b>

<sup>1)</sup> Jacob *et al.* (2012) Supplementary Materials の Table S1 参照.

の氷厚は、平均で毎年約-0.56 m 薄くなっていることが分かる。カラコルムの氷河質量は、2003-2009 年で-4.1 ± 2.4 Gt yr<sup>-1</sup>の減少、2003-2012 年で-1.6 ± 1.8 Gt yr<sup>-1</sup>の減少で、氷厚は平均で約-0.13 m yr<sup>-1</sup>の減少を示す。崑崙の氷河質量は、2003-2009 年で+1.0 ± 2.2 Gt yr<sup>-1</sup>の増加、2003-2012 年で+1.5 ± 1.8 Gt yr<sup>-1</sup>の増加で、氷厚は平均で約+0.10 m yr<sup>-1</sup>増加している。パミールの氷河質量は、2003-2009 年で-5.7 ± 2.1 Gt yr<sup>-1</sup>の減少、2003-2012 年で-1.3 ± 1.8 Gt yr<sup>-1</sup>の減少で、氷厚は平均で約-0.29 m yr<sup>-1</sup>減少。天山の氷河

質量は、2003-2009 年で-11.4 ± 2.1 Gt yr<sup>-1</sup>の減少、2003-2012 年で-5.5 ± 2.3 Gt yr<sup>-1</sup>の減少で、氷厚は平均で約-0.55 m yr<sup>-1</sup>の減少となった。北西部氷河群(天山, パミール, カラコルム)の質量収支を総和で見ると、2003-2009 年で-21.2 ± 3.8 Gt yr<sup>-1</sup>, 2003-2012 年で-8.4 ± 3.4 Gt yr<sup>-1</sup>となる。すなわち、2つの観測期間で約-13 Gt/yr の差が見られる。アジア高山域全体では、2003-2009 年で-41.3 ± 5.5 Gt yr<sup>-1</sup>, 2003-2012 年で-27.1 ± 4.6 Gt yr<sup>-1</sup>となり、2つの観測期間で約-14 Gt yr<sup>-1</sup>の差となる。なお、同時に推定され

たインド北部の地下水減少量は、2003-2009 年で  $-19.5 \pm 3.5 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、2003-2012 年で  $-14.8 \pm 2.5 \text{ Gt yr}^{-1}$  となった。

本研究と Ja12 を比較した結果を表 2 に示す。なお、Ja12 の観測期間は 2003-2010 年であるため、時間幅を合わせるために、本研究の結果は 2003-2009 年と 2003-2012 年の平均をとっている。時間幅を合わせることで、パミール+崑崙および天山では、ほぼ同等の水河質量収支が得られた。一方、ヒマラヤ+カラコルムでは、近接するインド北部の地下水減少量の見積もりが大きく異なるため、かなりの差が見られる。今のところ、GRACE だけでは 2 つの質量変動を完全に区別するのは難しい。今後は他の測地観測や地下水モデルなどを併用して、うまく分離させる必要がある。

### 3.3 時間変化するアジア高山域北西部の水河質量収支

ヒマラヤを始めとするアジア高山域南部の水河群では、この 10 年間、水河質量は比較的一定の速度で減少していた。一方、天山・パミール・カラコルムのような北西部水河群では、水河質量は数年スケールで増加と減少を繰り返しており、顕著な年々変動が見られた。このような質量収支の様相の違いは、2 つの地域の異なった気候的背景に起因する。前節でも述べたように、南部水河群はモンスーンの強い影響下にあり、北西部水河群は偏西風の強い影響下にある。これまでの現地観測およびモデル解析により、ヒマラヤのような夏期に涵養と消耗が同時期に起こる夏期涵養型水河群は、一般的な冬期に涵養し夏期に消耗する冬期涵養型水河群よりも、温暖化の影響を受けやすく、より多くの水河縮小が起こることが明らかにされている (Fujita and Ageta, 2000; Fujita, 2008)。ゆえに、南部水河群で観測されている継続的な水河縮小は、近年の温暖化の影響を色濃く受けた結果と言える。一方、北西部水河群では、温暖化に加え、他の気候変動の影響も強く作用している。

Matsuo and Heki (2012) は、GRACE データから、北西部水河群で見られる冬期の質量異常 (偏差) が、北半球の冬期で卓越する大気循環の変動パターン、北極振動と高い相関を持つことを明らかにした。北極振動とは、北極域と中緯度域との間で大気圧がシーソーのように振動する現象を言

う (Thompson and Wallace, 1998)。中緯度域に比べ北極域の大気圧が例年より低くなった場合を正の北極振動と呼び、その逆の場合を負の北極振動と呼ぶ。このような北極振動の位相と規模は、海面更正気圧の統計分析で定義される北極振動指数によって指標化されている (図 3a)。北極振動は、特に冬期の偏西風 (寒帯ジェット) の軌道を変化させ、北半球の各地に低温・豪雪といった異常気象をもたらす。正の北極振動が発生した冬では、寒帯ジェットが高緯度域に停滞するため、ユーラシア大陸の北緯  $55^\circ$  以北で降雪量の異常増加が見られる。一方、負の北極振動が発生した冬では、寒帯ジェットが中緯度域へと蛇行するため、ユーラシア大陸の北緯  $25^\circ$  から  $55^\circ$  で降雨/降雪量の異常増加が見られる (Thompson and Wallace, 2001)。図 1b の天山とパミールの EWT 時系列は、2010 年の冬期 (1-3 月) で、顕著な質量の増加を示している。この時期は、まさに観測史上最大の負の北極振動が発生しており、中緯度域の各地で記録的な降雨/降雪が観測されている (Cohen *et al.*, 2010)。つまり、この年の北西部水河群では、北極振動の降雪量異常によって、例年よりも多く涵養が起こったと推測される。

では、本研究で新たに解析された天山とパミールの質量偏差と、北極振動指数の相関を見てみる。Matsuo and Heki (2012) に倣って、GRACE の EWT 時系列から 1 次、2 次、季節変化を最小二乗法で除き、相当水厚質量偏差 (EWD; Equivalent Water Deviation) を求める。そして、冬期 (1-3 月) の平均を取り、北極振動指数との相関係数を計算する。ここでは、2003-2012 年の 10 年分の冬期のデータを用いており、有意水準 5% の  $t$ -検定の結果、0.63 以上の相関係数で有意性が保証される。図 3b と c に、天山、パミールの EWD 時系列と冬の北極振動指数を示し、それらの相関係数を示す。相関係数は、天山水河で  $-0.66$ 、パミール水河で  $-0.74$  となり、いずれも有意な相関を示す。負の相関であることから、北西部水河群は、正の北極振動で質量が減少 (降雪量の減少) し、負の北極振動で質量が増加 (降雪量の増加) することが分かる。北西部水河群の質量収支は、このような北極振動の降雪量異常によって年々変動している。



#### 4. レーザー高度衛星 ICESat による氷厚変動観測

氷河の縮小(拡大)は、氷河面積の後退(前進)と、氷厚の薄層化(厚層化)によって生じる。すなわち、氷河の幾何的な形状(氷厚分布)の変化が分かれば、質量変化を推定することができる。人工衛星による氷床・氷河の氷厚分布の観測は、1991年の欧州宇宙機関(ESA)によるERS(European Remote-Sensing)衛星の打ち上げによって初めて実現化された。ERS衛星は、レーザー高度計を搭載しており、天底に照射されたレーザーパルスの衛星-地上間の移動時間から、地球の地表高度を計測する。これまで、ERSや後続機であるEnvisat、2003年にNASAが打ち上げたレーザー高度衛星ICESat(ICE, Cloud, and land Elevation Satellite)によって、グリーンランドや南極氷床の氷厚変動観測が盛んに行われてきた(e.g. Zwally *et al.*, 2011)。人工衛星によるレーダー/レーザー高度観測は、大陸氷床のようななだらかな地形に対しては、極めて高い観測精度を発揮する。一方で、山岳域のような起伏の激しい地形に対しては、地面の傾斜で照射パルスがうまく反射されない場合が多いことから観測精度が低く、山岳氷河への適用は難しいとされていた。しかしながら、計測機器と解析技術が向上したことで、最近になって山岳氷河への適用例が数々と報告されている。Kääb *et al.* (2012)は、ICESatを用いて、2003-2008年のヒマラヤとカラコルムの氷厚変化を初めて計測した。また、Gardner *et al.* (2013)は、ICESatから世界各地の山岳氷河の氷厚変化および質量収支を導いており、2003-2009年の期間、全球で約 $-259\text{ Gt/yr}$ の氷河縮小が生じたと報告している。その中で、アジア高山域の氷河質量収支は、約 $-28.2\text{ Gt yr}^{-1}$ と推定している。

本研究で得られた2003-2009年の氷河質量収支とGardner *et al.* (2013)の結果を表3に示す。両者を比較すると、2つの研究結果は、ヒマラヤで顕著な質量の減少( $-21.1 \pm 3.2\text{ Gt yr}^{-1}$ と $-17.5 \pm 4.4\text{ Gt yr}^{-1}$ )、崑崙で僅かな質量の増加( $+1.0 \pm 2.2\text{ Gt yr}^{-1}$ と $+1.4 \pm 2.8\text{ Gt yr}^{-1}$ )、カラコルムで質量の減少( $-4.1 \pm 2.4\text{ Gt yr}^{-1}$ と $-2.6 \pm 4.4\text{ Gt yr}^{-1}$ )、パミールで質量の減少( $-5.7 \pm 2.1\text{ Gt yr}^{-1}$ と $-2.1 \pm 4.1\text{ Gt yr}^{-1}$ )、天山で質量の減少( $-11.4 \pm 2.1\text{ Gt}$

$\text{yr}^{-1}$ と $-7.5 \pm 3.4\text{ Gt yr}^{-1}$ )と、その傾向は非常に調和的である。しかしながら、Gardner *et al.* (2013)に比べると、本研究の結果は全体的に質量減少量が大きく見積もられている。この原因は、GRACE側とICESat側に、それぞれ問題があるように思われる。GRACE側の問題として、GRACEによる氷河質量収支に、周囲の陸水変動の寄与が、まだかなり含まれている可能性が考えられる。ここでは、GLDASという陸水モデルによって補正がなされているが、深さ5m以降の地下水の寄与が考慮されていないことや、場所によっては入力となる気象データ(降水量や気温など)が不十分である場合があるため、陸水変動を完全に再現できているわけではない。そのため、GRACEと比べると、振幅が最大で10~20%ほど小さくなる場合がある(e.g. Syed *et al.*, 2008)。また、最近の研究で、GRACEデータの大気起源ノイズを補正するためのモデル(AOB1D)に問題があることが指摘され、アンデス山脈やアジア高山域のような標高の高い地域で補正データに擬似的な飛び(spurious jump)が生じている時期があることが分かっている(Duan *et al.*, 2012)。これがアジア高山域の氷河質量収支に、どれほどの影響をあまり及ぼすのか、まだ定かではないが、今後検討する必要がある。一方、ICESat側の問題として、ICESatは地表面高度の変化のみを計測しているため、高度変化を伴わない質量変化(たとえば融解水が地盤を伝って、または浸透して流出する場合)などは考慮されていないという点である。南極氷床では、底面融解(basal melting)が顕著に起きている領域があり、そこではGRACEの重力変化とICESatの高度変化が一致しないことが分かっている(Pritchard *et al.*, 2012)。仮に、アジア高山域の山岳氷河でも同様の底面融解が起きているとするならば、ICESatの推定量は過小評価されている可能性がある。この底面融解に関しては、現地観測の報告と照らし合わせて、精査する必要がある。

#### 5. まとめ

これまでMatsuo and Heki (2010)とJacob *et al.* (2012)により、GRACEの重力観測に基づいた、アジア高山域の氷河質量収支の推定が行われ

表 3 本研究と Gardner *et al.* (2013) の比較.

山岳氷河群	本研究	Gardner <i>et al.</i> (2013)
	(GRACE, Gt yr <sup>-1</sup> )	(ICESat, Gt yr <sup>-1</sup> )
	2003-2009	2003-2009
ヒマラヤ	- 21.1 ± 3.2	- 17.5 ± 4.4 <sup>1)</sup>
カラコルム	- 4.1 ± 2.4	- 2.6 ± 4.4
崑崙	+ 1.0 ± 2.2	+ 1.5 ± 1.7
パミール	- 5.7 ± 2.1	- 2.1 ± 4.1
天山	- 11.4 ± 2.1	- 7.5 ± 3.4
<b>アジア高山域</b>	<b>- 41.3 ± 5.5</b>	<b>- 28.2 ± 8.4</b>

<sup>1)</sup> Gardner *et al.* (2013) Supplementary Materials の Table S5 に示されている, West Himalaya, Central Himalaya, East Himalaya, Hengduan Shan, South and East Tibet における質量変化率 ( $\Delta M_{ave}$ ) の和.

ていた. しかしながら, 両者の推定値は, それぞれ約  $-47 \text{ Gt yr}^{-1}$  と約  $-11 \text{ Gt yr}^{-1}$  と, 大きく異なっていた. 本研究は, このような差が, 想定したインド北部の地下水減少域の違い (MH10 がインド北西部のみ, Ja12 がインド北西部からベンガラディッシュに及ぶ領域) と, 観測期間の違い (MH10 が 2003-2009 年, Ja12 が 2003-2010 年), で説明できることを示した. 地下水減少の想定域の違いは, ヒマラヤを始めとする南部氷河群の質量収支の見積りに大きな差をもたらし, 観測期間の違いは, 天山を始めとする北西部氷河群の質量収支の見積りに大きな差をもたらしていた.

これらを把握した上で, 新たな GRACE データ (RL05) と解析手法を用いて, アジア高山域の氷河質量変化率の再推定を行った. その結果を表 1 にまとめる. 本研究で得られた結果は, ほぼ MH10 と同じであり, アジア高山域で顕著な氷河縮小が起きているという従来の主張は変わらない. ヒマラヤ+カラコルムの質量収支は, 本研究が約  $-23.5 \text{ Gt yr}^{-1}$ , Ja12 が約  $-5 \text{ Gt yr}^{-1}$  と推定されている (表 2). Gardner *et al.* (2013) は, ICESat による氷厚変動観測から, ヒマラヤ+カラコルムの質量収支を約  $-20 \text{ Gt yr}^{-1}$  と推定しており (表 3), 本研究とかなり近い値となっている. カラコルム, パミール, 天山のような北西部氷河群の質量収支は, 温暖化以外の気候変動, つまり

北極振動の影響を強く受け, 顕著な年々変動が見られる. この年々変動によって, 北西部氷河群の質量収支は, 2003-2009 年と 2003-2012 年で, 約  $-13 \text{ Gt yr}^{-1}$  の差が見られた.

GRACE による重力観測は, 広大な山岳氷河の質量収支を連続的かつ定量的に計測するが, 空間分解能が約 300 km とかなり荒いうえ, 変化した質量の物質的な種類 (水か, 氷か, 岩石か) が同定できないことから, その推定量に大きな不確実性が見られる. 一方, 現地における氷河観測は, 詳細な氷河の動態を直接的に見ることができるが, 地形的にも気候的にも厳しい環境下にある山岳氷河を, 広域にわたって連続的に観測するのは極めて難しい. また, 観測領域がアクセスしやすい末端氷河に偏りやすいという問題もある (Zemp *et al.*, 2009). ICESat による氷厚変動観測は, GRACE と比べると空間分解能は高いが, 時間分解能は高くなく (1 年間で春と冬の 90 日間), また底面融解など地表変位を伴わない質量変化は捉えられない.

それぞれの観測手法には, 固有の利点があり欠点がある. 一つの手法に偏りすぎると, 2007 年の IPCC 報告書で見られたような, 評価の誤りにも繋がりがかねない. アジア高山域の山岳氷河の動態をより正確に理解するためにも, 利用可能なデータは全て活用し, それらを包括的に解釈する必要

がある。

## 謝 辞

本研究の内容は、2012年11月に北海道大学低温科学研究所にて行われたシンポジウム「ヒマラヤ氷河・氷河湖研究集会」にて講演された。その際、議論に参加しご意見を賜った方々に深くお礼を申し上げる。また、本稿を寄稿するにあたりご協力とご助言を賜った名古屋大学の藤田耕史准教授、担当編集者である気象研究所の青木輝夫室長、有益なコメントを頂いた査読者の方に心よりお礼申し上げます。

## 文 献

- Baur, O., and Sneeuw, N., 2011 : Assessing Greenland ice mass loss by mean of point-mass modeling : a viable methodology. *J. Geodesy*, **85**, 607-615.
- Bolch, T., A. Kulkarni, A. Kääb, C. Huggel, F. Paul, J. G. Cogley, H. Frey, J. S. Kargel, K. Fujita, M. Scheel, S. Bajracharya and M. Stoffel, 2012 : The state and fate of Himalayan glaciers. *Science*, **336**, 310-314.
- Chao, B. F., 2005 : On inversion for mass distribution from global (time-variable) gravity field. *J. Geodyn.*, **39**, 223-230.
- Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K. and Jones, J., 2010 : Winter 2009-2010 : a case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17707.
- Duan, J., Shum, C. K., Guo, J. and Huang, Z., 2012 : Uncovered spurious jumps in the GRACE atmospheric de-aliasing data : potential contamination of GRACE observed mass change. *Geophys. J. Int.*, **191**, 83-87.
- Dyurgerov, M. B. 2010 : Reanalysis of Glacier Changes : From the IGY to the IPY, 1960-2008. *Data Glaciol. Stud.*, **108**, 1-116.
- Dyurgerov, M., and Meier, M. F., 2005 : Glaciers and the Changing Earth System : A 2004 Snapshot. *Occasional Paper, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder*, **58**, 1-118.
- Fujita, K., 2008 : Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **276**, 14-19.
- Fujita, K. and Ageta, Y., 2000 : Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciol.*, **46**, 244-252.
- Fujita, K. and Nuimura, T., 2011 : Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **108**, 14011-14014.
- Gardner *et al.*, 2013 : A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise : 2003 to 2009. *Science*, **340**, 852-857.
- Hirabayashi, Y., Döll, P., Kanae, S., 2010 : Global-scale modeling of glacier mass balances for water resources assessment : Glacier mass changes between 1948 and 2006. *J. Hydrol.*, **390**, 245-256.
- Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H. and Bierkens, M. F. P., 2010 : Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, **328**, 1382-1385.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. T., and Swenson, S., 2012 : Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*, **482**, 514-518.
- Kaufmann, G., 2005 : Geodetic signatures of a Late Pleistocene Tibetan ice sheet. *J. Geodyn.*, **39**, 111-125.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J. and Arnaud, Y., 2012 : Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, **488**, 495-498.
- Matsuo K. and Heki, K., 2010 : Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290**, 30-36.
- Matsuo K. and Heki, K., 2011 : Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake from satellite gravimetry. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G12.
- Matsuo K. and Heki, K., 2012 : Anomalous precipitation signatures of the Arctic Oscillation in the time-variable gravity field by GRACE. *Geophys. J. Int.*, **130**, 1495-1506.
- Matsuo K. and Heki, K., 2013 : Current ice loss in small glacier systems of the Arctic Islands (Iceland, Svalbard, Russian High Arctic) from satellite gravimetry. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **24**, doi : 10.3319/TAO2013.02.22.01 (TibXS).
- Morishita, Y. and Heki, K., 2008 : Characteristic precipitation patterns of El Niño/La Niña in time-variable gravity fields by GRACE. *Earth planet. Sci. Lett.*, **272**, 677-682.
- Pritchard, H. D., Ligtenberg S. R. M., Fricker H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., and Padman, L., 2012 : Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, **484**, 502-505.
- Qiu, J., 2008 : The third pole. *Nature*, **454**, 393-396.
- Rodell, M. *et al.*, 2004 : The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 381-394.

- Rodell, M., Velicogna, I., Famiglietti, J.S., 2009 : Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, **460**, 999-1002.
- Sakai, A., 2013 : Glacial Lakes in the Himalaya : A Review on Formation and Expansion Processes. *Global Environ. Res.*, **16**, 23-30.
- Swenson, S., and Wahr, J., 2006 : Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08402.
- Swenson, S., Chambers, D., and Wahr, J., 2008 : Estimating Geocenter Variations from a Combination of GRACE and Ocean Model Output. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08410.
- Syed, T.H., Famiglietti, J.S., Rodell, M., Chen, J-L., and Wilson, C.R., 2008 : Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resour. Res.*, **44**, W02433.
- Tamisiea, M.E., Mitrovica, J. X., Davis, J. L., 2007 : Grace gravity data constrain ancient ice geometries and continental dynamics over Laurentia. *Science*, **316**, 881-883.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. and Watkins, M.M., 2004 : GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, **305**, 503-505.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 1998 : The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 2001 : Regional climate impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode and associated climate trends, *Science*, **293**, 85-89, doi:10.1126/science.1058958.
- Tiwari, V.M., Wahr, J., Swenson, S., 2009 : Dwindling groundwater resources in northern India, from satellite gravity observations, *Geophys Res. Lett.*, **36**, L18401.
- Velicogna, I., and Wahr, J., 2006 : Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, **311**, 1754-1756.
- Wahr, J., Molenaar, M., Bryan, F., 1998 : Time variability of the Earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30205-30229.
- Wouters, B., Chamber, D. and Schrama, E.J.O., 2008 : GRACE observes small-scale mass loss in Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20501, doi:10.1029/2008GL034816.
- Yamamoto, K., Fukuda, Y. and Doi, Y. 2011 : Interpretation of GIA and ice-sheet mass trends over Antarctica using GRACE and ICESat data as a constraint to GIA models. *Tectonophysics*, 511, 69-78.
- Yao, T. *et al.*, 2012 : Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat. Clim. Change*, **2**, 663-667.
- Zemp, M., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2009 : Six decade of glacier mass-balance observations : a review of the worldwide monitoring network. *Ann. Glaciol.*, **50**, 101-111.
- Zhang, Z., Chao, B.F., Lu, Y., and Hsu, H.T. 2009 : An effective filtering for GRACE time-variable gravity : Fan filter. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17311.
- Zhang, G., Yao, T., Xie, H., Kang, S., and Lei, Yanbin, 2013 : Increased mass over the Tibetan Plateau : From lakes or glaciers?. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2125-2130.
- Zwally, H.J., *et al.* 2011 : Greenland ice sheet mass balance : distribution of increased mass loss with climate warming : 2003-07 versus 1992-2002. *J. Glaciol.*, **57**, 88-102.

## Glacier mass balance in Asian high mountains : Reconsideration of satellite gravimetry estimates

Koji MATSUO<sup>1\*</sup> and Kosuke HEKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Geodesy Laboratory, Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University,  
Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502*

<sup>2</sup> *Space Geodesy Research Section, Department of Natural History, Graduate School of Science,  
Hokkaido University, N10, W8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-0810*

\* *Corresponding author: matsuo.koji.82w@st.kyoto-u.ac.jp*

**Abstract:** The advent of space geodetic satellites as represented by the gravimetry satellite GRACE and the laser altimetry satellite ICESat has enabled remote and continuous monitoring of the glacier mass balance in extensive areas of Asia high mountains. As of now, the glacier mass balance there has been estimated by Matsuo and Heki (2010) and Jacob *et al.* (2012) using GRACE gravity data. However, these two estimates are significantly different each other, i.e. the former suggests substantial ice loss of  $\sim 47 \text{ Gt yr}^{-1}$ , and the latter does slight ice loss of  $\sim 11 \text{ Gt yr}^{-1}$ . In this article, we review these two studies and describe several important points to consider when studying Asian high mountains with GRACE. Then we re-estimate the glacier mass balance there using the latest GRACE data set (Release05) and the new inversion technique. We also review the latest reports based on the ICESat laser altimetry.

(2013 年 6 月 13 日受付, 2013 年 7 月 25 日改稿受付,  
2013 年 8 月 13 日受理, 討論期限 2014 年 7 月 15 日)