



ارائه شده توسط :

سایت ترجمه فا

مرجع جدیدترین مقالات ترجمه شده

از نشریات معابر

شیوه های موجی و گاوی برای تخمین تغییرات آب زیرزمینی با استفاده از داده GRACE های

چکیده

در این مطالعه، یک طرح کلی برای تخمین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در ایران ارائه شده است. این تغییرات با استفاده از یازده سال مشاهدات پروژه «بازیابی جاذبه زمین و آزمایشات آب و هوایی» یا GRACE از دوره 2003 تا اوریل 2014 در ترکیب با نتایج مدل سیستم های همسان سازی داده های زمین جهانی GLDAS از جمله رطوبت خاک، معادل آب برف، و ذخیره آب کل تاج پوشه درختان تخمین زده شده است. برای انجام چنین کاری، حاصل جمع نتایج GLDAS از تغییرات ذخیره آب زمینی کسر می شود که با مشاهدات GRACE تعیین شده است. به دلیل خطاهای نواربندی در داده های GRACE، دو روش کار براساس تحلیل موجی و فیلتربندی گاویسی بکار بسته شده تا داده های GRACE تصفیه شود. نشان داده شده است که شیوه موجی بهتر می تواند سیگنال دلخواه را موقعیت یابی کند و نسبت سیگنال به نویز را افزایش داده و با اینحساب منجر به تخمین صحیح تر تغییرات ذخیره آب زیرزمینی می شود. برای روایی سازی نتایج عملیات ما در تخمین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی، آنها با اندازه گیری های داده های چاه های پیسولیت سنگی نزدیک به دریاچه ارومیه مقایسه شده اند که نشان دهنده موافقت های دلخواه با نتایج ما می باشد.

مقدمه

از همه آب موجود در دنیا، حدود 97 درصد در اقیانوس ها و دریاها توزیع شده است که در آن مقدار شوری خیلی بالا بوده و مناسب استفاده غیرنظامی نمی باشد. از 3 درصد آب باقیمانده، حدود 2 درصد به شکل ورقه های یخ قطبی یخ زده شده و برای اکثر افراد غیرقابل دسترسی است و تنها 1 درصد ذخیره آب زمینی یا TWS وجود دارد. TWS مهمترین مولفه چرخه آب جهانی می باشد که متشکل از آب ذخیره شده در خاک، برف روی زمین، و به اصطلاح ذخیره آب زیرزمینی می باشد. تغییرات TWS بازتاب تجمع نزولات، تبخیر، تاج پوشه درختان، و هرز آب در یک ناحیه می باشد. تخمین تغییرات TWS یک ابزار قدرتمندی برای تحقیقات پیش بینی طغیان ها و سیل، پدیده های طبیعی نظیر خشکسالی، و سایر کاربردهای تامین آب می باشد. در میان اجزای گفت هشده TWS،

ذخیره آب زیرزمینی یک پارامتر مهمی در مدیریت منبع آب، فرایندهای زمین سطحی و چرخه هیدرولوژیکی می باشد.

تغییرات TWS می تواند با استفاده از داده های مبتنی بر فضای نظیر تصاویر حسگری راه دور یا اندازه گیری های جاذبه سنجدی ماهاواره ای و نیز داده های مبتنی بر زمین نظیر مشاهدات چاههای پیسولیت سنجدی یا ازمایشات آب و هوا شناسی تخمین زده شود. تصاویر حسگری راه دور یک پوشش فضایی خوبی دارد ولیکن مناطق حسگری آنها به یک عمق چندین سانتیمتری می رسد. داده های چاه های پیسولیت سنجدی می تواند اطلاعات مفیدی را از آب زیرزمینی تا عمق حدود 100 متری و بیشتر بدست دهد ولیکن از نقص اندازه گیری های به شکل نقطه ای رنج می برد که یک تفکیک فضایی خوبی را بدست نمی دهنند. سنجشها جاذبه سنجدی ماهاواره ای از میدان جاذبه متغیر زمانی یک نوع داده جدیدی است که می تواند مدلسازی و شناسایی انتقال توده جهانی را درون زمین انجام بدهد. این موضوع به شکل کنونی اش با راه اندازی پروژه GRACE (آزمایشات بهبود جاذبه و آب و هوا) شروع شد. پروژه GRACE یک دستگاه مفیدی را برای مطالعه تغییر میدان جاذبه زمین طی زمان فراهم می سازد. می تواند تغییرات را در TWS از سطح زمین به پایه عمیق ترین سفره آب مورد نظر قرار دهد (آب سطحی، رطوبت خاک، آب زیرزمینی، و برف).

مطالعات بیشماری نشان داده است که GRACE می تواند محدودیت های مفیدی را روی TWS ارائه دهد که شامل تغییر توده اقیانوسی می باشد، تعادل جرمی ورقه های یخ، ذوب ورقه یخ قطبی، و تغییرات آب زیرزمینی می باشد.

شامل ماهاواره های دوقلو می باشد که یک فرصت بیننظیری را برای تخمین ذخیره آب زیرزمینی و تغییرات موقت آن فراهم می سازد. چون مشاهدات GRACE تحت تاثیر کلیه منابع TWS می باشد، استخراج مولفه آب زیرزمینی از مشاهدات GRACE مستلزم تخمین سایر اثرات از مجموعه داده های کمکی می باشد. مجموعه داده های مفید که می تواند برای این هدف استفاده شود همان مدلهای هیدرولوژیکی نظیر GLDAS (سیستم های همسان سازی داده های زمین جهانی) یا WGHM (مدل هیدرولوژی جهانی WaterGAP) می باشد. در این مطالعه، نتایج GLDAS که رطوبت خاک، معادل آب برف، و ذخیره آب کل تاج پوشه درختان است استفاده می شود.

نتایج اخیر GRACE یک مرحله مهمی به سوی ارزیابی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در محل مطالعه ما می باشد. Forootan و همکارانش در سال 2014 یک تخمین TWS را در ایران با استفاده از ترکیب GRACE، فرازنگی، و داده های هیدرولوژیکی مشتق کرده و یک کاهش توده ای را با میزان خطی متوسط 15 میلیمتر در سال و روند خطی ذخیره سازی آب زیرزمینی برای دوره خشکسالی 2005 تا مارس 2011 تحلیل کردند. Joodaki و همکارانش در سال 2014 نقش انسان را در تخلیه آب زیرزمینی در خاورمیانه با استفاده از GRACE و مدل های سطحی زمین برآورد کردند و دریافتند که بزرگترین تخلیه آب زیرزمینی در ایران رخ داده است، که یک میزان از دست رفتن توده ای 25 گیگاتن (GT) در سال بوده و نشان داده است که بیش از نیمی از دست رفتن آب زیرزمینی در ایران می تواند به برداشت های انسانی نسبت داده شود. بعلاوه، VOSS و همکارانش در سال 2013 تقریبا 91 کیلومتر تخلیه آب زیرزمینی را در خاورمیانه به خصوص ایران با استفاده از مشاهدات GRACE از سال 2003 تا 2009 تخمین زده اند.

در این مطالعه، ما تغییرات TWS ی مدل GRACE را همراه با نتایج GLDAS برای تفکیک تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در ایران طی دوره زمانی از ژانویه 2003 تا اوریل 2014 بکار بسته ایم. دو طرح فیلتربندی با عبور کم متفاوت برای تصفیه ضرایب همبستگی هارمونیک کروی GRACE ی SH بکار بسته شد که فیلتربندی گاووسی معمول و یک تحلیل موجی نوآورانه می باشند. برای نشان دادن عملکرد و صحت نتایج، تغییرات آب زیرزمینی تخمین زده شده با سطح آب زیرزمینی بدست آمده از اندازه گیری ها در محل داده های چاه های پیسولیت سنجدی روی دریاچه ارومیه مقایسه گردیده است.

داده ها و پردازش آن

تغییرات TWS با استفاده از ضرایب همبستگی GRACE

یکی از اهداف پژوهش GRACE مدلسازی میدان جاذبه زمین است. با استفاده از مشاهدات GRACE، میدان جاذبه زمین می تواند به شکل ضرایب همبستگی SH تا یک درجه و رتبه 120 بازیابی شود، که به شکل ضرایب ذخیره نامیده می شود. در این مطالعه، این ضرایب که اخیرین رهایش ضرایب میدان جاذبه GRACE در دوره ژانویه 2003 تا اوریل 2014 می باشد به اندازه 132 ماه بازیابی شده است استفاده گردیده است (رهایی 05 یا RL05 از

، که مرکز تحقیقات فضانوردی در دانشگاه تگزاس می باشد). GRACE می تواند تغییرات TWS را به شکل ضخامت لایه آب اکی والان با استفاده از تغییرات ضرایب همبستگی ذخایر به نحو ذیل اندازه گیری نماید:

$$\Delta \text{TWS} (\phi, \lambda, t) = \frac{a \rho_{\text{ave}}}{3 \rho_w} \sum_{n=2}^{60} \sum_{m=0}^n \tilde{P}_{nm} (\sin \phi) \frac{2n+1}{1+k_n} (\Delta C_{nm} \cos (m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin (m\lambda)) \quad (1)$$

که در آن ρ_{ave} میانگین چگالی زمین، ρ_w چگالی آب تازه می باشد، a شعاع استوایی زمین است، \tilde{P}_{nm} تابع Legendre نرمالسازی شده کامل از درجه n و رتبه m می باشد، و k_n تعداد بار Love از درجه n می باشد. همچنین ϕ عرض جغرافیایی می باشد، λ طول جغرافیایی می باشد، و C_{nm} و S_{nm} به اصطلاح ضرایب ذخایر می باشد (علامت Δ نشانه تغییر می باشد).

تغییرات فشار جوی، جذر و مد اقیانوسی، و علائم اقیانوسی فشارسنجدی بوسیله سه مدل به ترتیب مدل مرکز اروپایی پیش بینی آب و هوای متropolozیکی، مدل سال 2004 حل عنصر محدود، و مدل فشارسنجدی-MOG2D حذف شده اند.

TarjomeFa.Com فیلتربندی گاووسی روی داده های GRACE

معادله 1 نقطه شروعی برای استفاده از تخمین های GRACE به اندازه ΔS_{nm} و ΔC_{nm} برای بازیابی تغییرات در TWS می باشد. چون خطاهای در ضرایب همبستگی GRACE به اندازه n افزایش می یابد (یعنی برای طول موجهای کوتاه)، استفاده از معادله 1 می تواند منجر به نتایج به شدت نادرستی شود حین اینکه n افزایش می یابد. با اینحساب، لازم است که تا حدودی نقشهای بزرگ n در معادله 1 کاهش یابد تا نتایج صحیح تری بدست آید. این حقیقت شامل واردسازی چند فاکتور ضرب اضافی در معادله 1 می باشد که برای مقادیر بزرگ n کوچکتر است. مشکل همان جستجوی عاملی است که خطاهای را کاهش می دهد، در حالیکه تابع سنجش را به

شکل موضعی نگه می دارد. Jekeli در سال 1981 عوامل سنجش وابسته به درجه W_n را معرفی کرده است که متعاقباً در مشاهدات GRACE توسط Wahr در سال 1998 بکار بسته شده است. این تابع میانگین گیری از

یک تابع گاوسی فضایی مشتق شده است. نقطه نیم قدرت گاوسی با یک پارامتری تعیین شده است که به شعاع

میانگین گیری σ معروف است از اینرو:

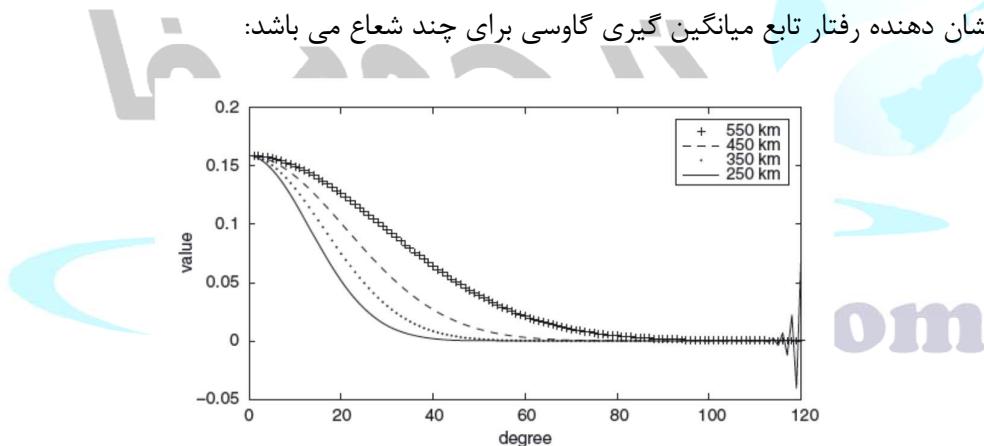
$$\Delta \text{TWS}(\phi, \lambda, t) = \frac{a\rho_{\text{ave}}}{3\rho_w} \sum_{n=2}^{60} \sum_{m=0}^n \tilde{P}_{nm}(\sin \phi) W_n \frac{2n+1}{1+k_n} (\Delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \quad (2)$$

که در آن تابع W می تواند با رابطه بازگشت به ترتیب ذیل تعیین شود:

$$W_0 = 1, \quad W_1 = \frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b}$$

$$W_{n+1} = -\frac{2n+1}{b} W_n + W_{n-1}, \quad b = \frac{\ln(2)}{1-\cos(\frac{r}{a})} \quad (3)$$

شکل 1 نشان دهنده رفتار تابع میانگین گیری گاوسی برای چند شعاع می باشد:



شکل 1- ضرایب همبستگی هموارسازی طیفی برای هموارسازی گاوسی با شعاع های مختلف فیلتر خطای همبستگی معرفی شده توسط Swenson & Wahr در سال 2006 همچنین روی نتایجی تست شده است که باعث حذف سیگنالهای واقعی شده و لزوم اجرای روش مقیاس بندی مجدد مناسب را دربر دارد. بعلاوه، چون در محل مطالعه این تحقیق هیچ نواربندی های شمال به جنوب وجود ندارد، این روش فیلتربندی در تحلیل درنظر گرفته نشده و تنها فیلتربندی گاوسی فوق الذکر که نیازی به مقیاس بندی مجدد ندارد بکار بسته شده است.

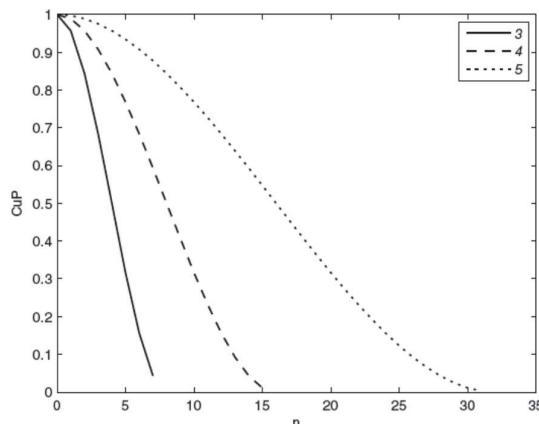
فیلتربندی و مکان یابی روی داده های GRACE توسط موج

تحلیل موج به استفاده از حدفاصل زمانی طولانی مدت امکان می دهد وقتی که اطلاعات فراوانی پایین دقیق تری جستجو می شود و نواحی کوتاه تر که در آن اطلاعات فراوانی بالا مورد نیاز می باشد. یک مزیت اصلی مربوط به موج ها همان توانایی اجرای تحلیل محلی برای تحلیل ناحیه مکان یابی شده یک سیگنال بزرگتر می باشد. همچنین، موج ها ابزارهای مناسبی برای تحقیق روی اثرات متغیر زمانی منطقه ای در میدان جاذبه می باشند. در این مطالعه، مدلسازی موجی کروی تغییرات ناحیه ای و زمانی میدان جاذبه زمین که توسط GRACE مشاهده شده است بکار بسته می شود. موجهای کروی، که توسط Freedeen & Schreiner در سال 1995 و Freedeen & Windheuser در سال 1996 و همکارانش در سال 1998 معرفی شده است، در اینجا براساس بسط چندجمله ای Legendre استفاده شده است. آنها توابع پایه شعاعی را روی کره ای شکل می دهند که بحثش تنها بستگی به فاصله کروی میان مرکز موج و نقطه ارزیابی آن دارد.

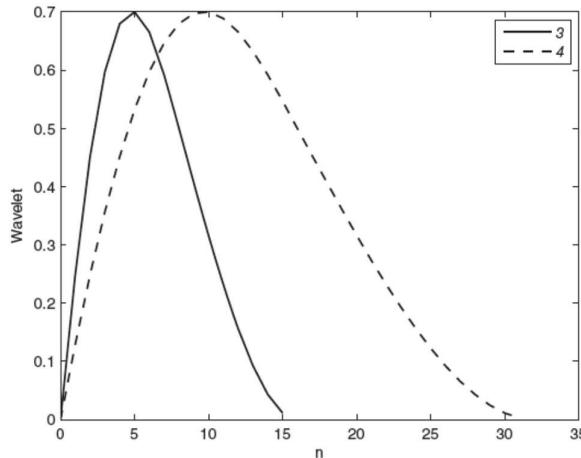
گفته شده که خانواده های $\{\widehat{\Psi}_J(n)\}_{n \in N_0}$ و $\{\widehat{\Psi}_J(n)\}_{n \in N_0}$ تولیدکننده موجهای اصلی و دوتایی به ترتیب می باشند، که در این مقاله، ما به سادگی $\widetilde{\Psi}_J(n) = \Psi_J(n)$ ، $J \in N_0, n \in N$ را تعیین کردیم، با اینحساب، موج با فرمول ذیل محاسبه می شود:

$$\widehat{\Psi}_J(n) = \sqrt{(\widehat{\phi}_{J+1}(n))^2 - (\widehat{\phi}_J(n))^2} \quad (4)$$

که در آن خانواده $\{\widehat{\phi}_J(n)\}_{n \in N_0}$ را یک تولیدکننده تابع مقیاس بندی می نامند، اگر شرط ذیل را برآورده کند:



شکل 2- علامت توابع مقیاس بندی CuP_i و ϕ_5 , ϕ_4 , ϕ_3



شکل 2- علامت موجهای CuP_i و Ψ_4 , Ψ_3

$$(\widehat{\phi}_J(0))^2 = 1, 0 \leq (\widehat{\phi}_J(n))^2 \leq (\widehat{\phi}_{J'}(n))^2,$$

$$\lim_{J \rightarrow \infty} (\widehat{\phi}_J(n))^2 = 1 \quad (5)$$

برای همه مقادیر J که $n \in N$ می باشد و $J \leq J'$ است و همه مقادیر $J' \in N_0$ می باشد و

در این مطالعه، توابع مقیاس بندی و موجک ها، که با یک چندجمله ای به اصطلاح درجه سوم CuP ایجاد شده،

درنظر گرفته شده است، از اینرو اجازه دادیم که:

$$\widehat{\phi}_J(n) = \begin{cases} (1 - 2^{-J}n)^2 (1 + 2^{-J+1}n) & \text{for } n \in [0, 2^J) \\ 0 & \text{for } n \in [2^J, \infty) \end{cases} \quad (6)$$

که شخص می تواند به سهولت تایید کند که هر سه شرط یک تولیدکننده (معادله 5) برآورده شده است. 2^{J-2}

این مطالعه استفاده گردید. علائم مربوطه تابع مقیاس بندی و موج در شکل های 2 و 3 نشان داده شده است.

در مورد GRACE، نمایش ذیل برای ما ضرایب همبستگی موج بدون ابعاد را فراهم می سازد:

$$\frac{R}{GM} (\Psi_J * \Delta TWS)_{(t,x)} = \sqrt{4\pi} \sum_{n=2}^{60} \sum_{m=-n}^n \Delta TWS(t) \widehat{\Psi}_J(n) Y_{n,m} \quad (7)$$

که در GM ثابت جاذبه ای ژئوسنتریک بوده و R شعاع زمین است و $Y_{n,m}$ سطحی از درجه n و رتبه m باشد.

نتایج مدل GLDAS

یک پروژه مشترک میان NASA و مراکز ملی پیش‌بینی‌های محیط زیستی/ مرکز ملی تحقیقات جوی (NCEP/NCAR) می‌باشد. بسیاری مدل‌های هیدرولوژی نظیر GLDAS، مدل مرکز پیشگویی اقلیمی، GLDAS، NCEP/NCAR و محصولات تحلیل مجدد وجود دارد ولیکن نتایج نشان داده است که تطابقی میان مدل GLDAS و ضرایب همبستگی GRACE وجود دارد، از این تحقیق استفاده می‌شود. این مدل سطح زمین داده‌های زمینی و فضایی را برای تولید میدان بهینه حالت سطح زمین ترکیب ساخته است.

مدل GLDAS متشكل از سه مدل سطح زمین می‌باشد. موزاییک، نوحی، و مدل زمین اجتماعی. نشان داده شده است که انتخاب متفاوت مدل‌های سطح زمین LSM می‌تواند منجر به تخمین‌های تغییر ذخیره آب زیرزمینی کاملاً متفاوتی نسبت به یکدیگر شود. Joodaki و همکارانش در سال 2014 نشان دادند که مدل موزاییکی بهترین توافق را با چرخه فصلی تغییرات GRACE TWS بدست می‌دهد. Long و همکارانش در سال 2013 و 2014 نشان داده‌اند که تفاوت‌های میان LSM‌ها می‌تواند طی خشکسالی‌ها بزرگ‌تر هم باشد. Long و همکارانش در 2014 نشان دادند که هم فراوانی و هم شدت خشکسالی‌ها و سیلها با انتخاب LSM‌های مختلف تشدید می‌شود.

در این مطالعه، مدل نوح با درجه تفکیک 1 درجه از دوره ژانویه 2003 تا اوریل 2014 استفاده شده است و مدل را انتخاب کرده ایم چون رطوبت خاک تنها در این مدل برای ستون گذاری تا 2 متر در دسترس بوده است (علی‌رغم سایر مدل‌ها که تنها برای سه لایه تا 1 متر توجیه انجام داده است، داده‌های همه چهار ستون رطوبت خاک در این مدل موجود است)

تغییرات TWS از مدل GLDAS از روی حاصل جمع رطوبت خاک، اکی والان آب برف، و ذخیره آب کل تاج پوشیده درختان محاسبه می‌شود. ما به میانگین سالیانه داده‌های خروجی با میانگین گیری از روی داده‌های ماهیانه GLDAS رسیده ایم. یک مقایسه منصفانه با مشاهدات GRACE مستلزم است که میدانهای GLDAS همچنین به طور فضایی به شیوه‌ای هماهنگ فیلتربندی شده است. برای انجام چنین کاری، میدانهای شبکه بندی GLDAS

در یک بسط SH تا یک درجه و رتبه 60 نمایش داده شده است. سرانجام اینکه نمایشات SH ی GLDAS همچنین در شبکه های جهانی 1 در 1 درجه ای فیلتربندی شده است.

تخمین تغییرات آب زیرزمینی از ترکیب GLDAS و GRACE

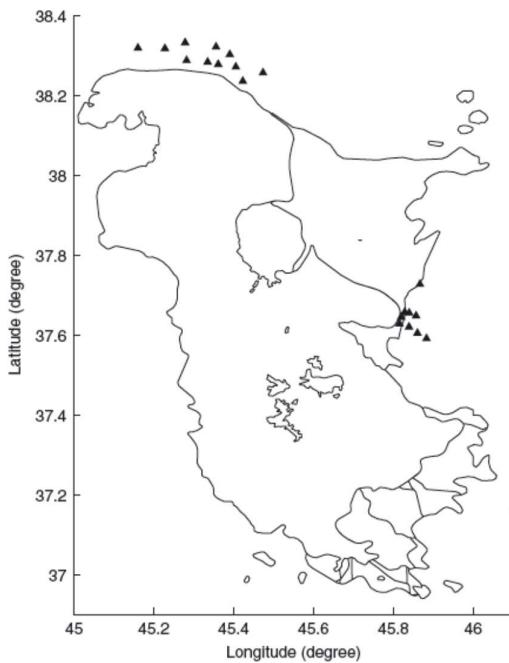
همانگونه که گفته ایم، TWS در GRACE شامل آب زیرزمینی، برف، رطوبت خاک، و ذخیره آب کل تاج پوشیدرختان می باشد. GLDAS می تواند کلیه این مولفه ها را به غیر از آب زیرزمینی مدلسازی نماید. از اینرو، ضرایب همبستگی که به آب زیرزمینی مربوط می باشند می توانند کسب شوند اگر ما پارامترهای خروجی مدل GLDAS را از ضرایب همبستگی GRACE کسر نماییم که TWS را به شیوه دیگری مشتق گیری می کند، ازا ینرو داریم:

$$\Delta GW = \Delta TWS - (\Delta SM + \Delta SWE + \Delta TCW) \quad (8)$$

که در آن ΔSM ، ΔGW به تغییرات آب زیرزمینی مربوط می شود، TWS به GRACE می باشد، و ΔTCW ، ΔSWE به ترتیب رطوبت خاک، معادل آب برف، و آب کل تاج پوشیدرختان مربوط به مدل GLDAS می باشند.

داده های چاه های پیسولیت سنجی

دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران است و بین دو استان واقع است: استان آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی و بین 37.5 تا 38.16 درجه شمالی و 45.01 تا 46 درجه شرقی می باشد. این دریاچه بزرگترین دریاچه داخلی در ایران و دومین دریاچه آب نمک دنیا می باشد. این دریاچه تا وسعت 140 کیلومتری از شمال به جنوب کشیده شده و عرض آن 85 کیلومتر از شرق به غرب طی دوره های پرا آبی می باشد. در دهه اخیر، توسعه شدید کشاورزی، بهره برداری بیش از حد از آب زیرزمینی، و ساخت سدها همگی باعث تهی ماندن دریاچه از یکی از منابع ورودی آب اصلی خود شده است. در این مطالعه ، داده های چاه های پیسولیت سنجی که در اطراف دریاچه ارومیه توزیع شده از سال 2003 تا 2012 برای روایی سنجی نتایج ما استفاده شده است. توزیع 20 چاه زیرزمینی نزدیک دریاچه ارومیه که با شکل مثلثی نشان داده شده است در شکل 4 نشان داده شده است.



شکل 4- محل 20 چاه نظارت بر آب زیرزمینی که با اشکال مثلثی شکل نشان داده شده است.

در حال حاضر، داده های سطح آب زیرزمینی از چاه ها برای کل دریاچه ارومیه در دسترس نمی باشد. تنها داده های سطح آب زیرزمینی محدود در شرق و شمال آن در دسترس می باشد.

برای ارزیابی تغییرات آب زیرزمینی با استفاده از داده های چاه، میزان آب ماهیانه و سالیانه به ضخامت لایه آب معادل برای هر چاه با استفاده از یک ضریب همبستگی بازده منحصر به فرد تبدیل گردیده که نسبتی بین صفر و یک می باشد و نشان دهنده میزان آب رهاسازی شده به دلیل تخلیه ناشی از پایین آمدن سطح آب در یک سفره نامحدود می باشد. بازده منحصر به فرد برای این ناحیه به اندازه 0.05 یافت گردیده است (بازده منحصر به فرد صحیح برای این ناحیه در دسترس نبود). از اینرو داریم:

$$\Delta GW^* = \Delta H \times S_Y \quad (9)$$

که در آن ΔH تغییرات سطح آب می باشد که با اندازه گیری های چاه تعیین شده است، S_Y بازده منحصر به فرد می باشد، و ΔGW^* تغییرات آب زیرزمینی تعیین شده توسط مشاهدات چاهها می باشد.

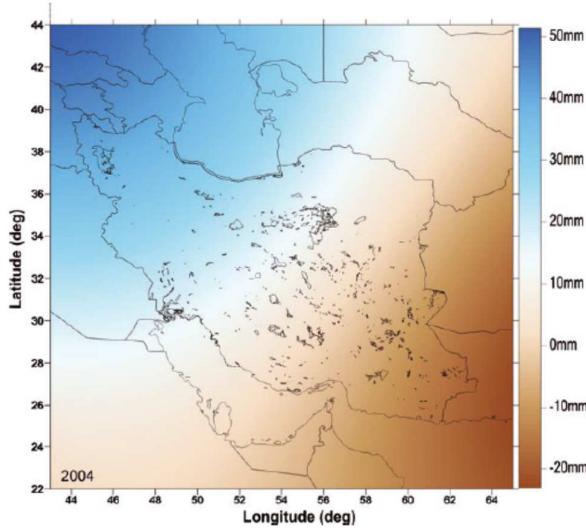
نتایج عددی

با بحث درباره روش عمومی برای تخمین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی، در این بخش، طبق یک مطالعه موردنی، ما به ارزیابی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در ایران در دوره زمانی 2003 الی اوریل 2014 می پردازیم. همانگونه که در بخش 1 اشاره گردیده است، به دلیل خطاهای نواربندی در داده های GRACE، دو روش کار براساس تحلیل موجی و فیلتربندی گاووسی برای پالایش داده های GRACE بکار بسته شده است. برای انتخاب بهترین عملکرد مقیاسی برای تحلیل موجی ما، یک تحلیل مقایسه ای اجرا شده است که در آن میانگین خطای مربع میانگین ریشه (RMSE) تغییرات ذخیره آب زیرزمینی بین موجی و چاههای مشاهده در یک شبکه مربعی طی همه سالهای موجود برای مقیاسهای مختلف محاسبه گردیده است (جدول 1). این مقادیر نمایانگر این است که RMSE افزایش می یابد حین اینکه مقیاس موجی $J=2$ می شود، و دقیق ترین نتایج تا $J=5$ می باشد، و از اینرو ما این تابع مقیاسی را برای تحلیل موجی انتخاب کرده ایم.

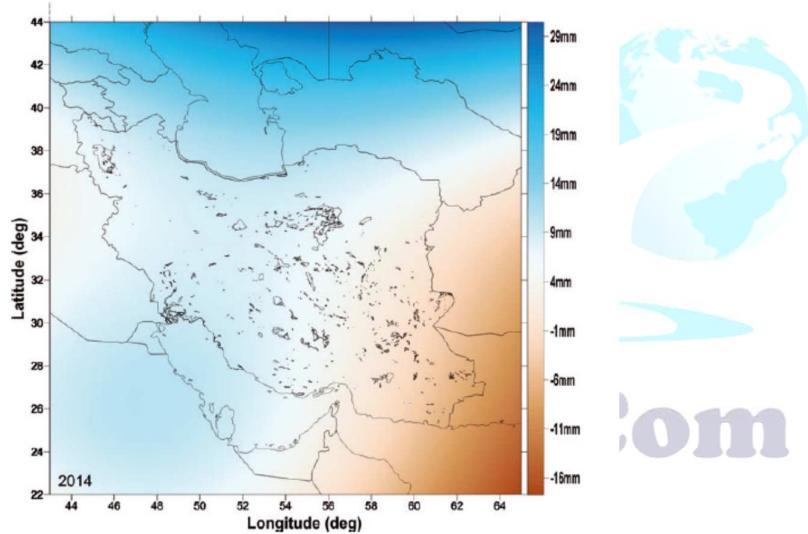
شکل های 5 و 6 و 7 و 8 نشان دهنده تغییرات ذخیره آب زیرزمینی نقطه ای در آغاز (بین سال 2003 و 2004) و پایان (بین سال 2013 و آوریل 2014) دوره انتخابی محاسبه شده توسط معادله 8 می باشد. همانگونه که نشان داده شده است، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در دوره های زمانی انتخابی براساس تحلیل موجی همگن تر از روش فیلتربندی می باشد. تغییرات آب زیرزمینی بدست آمده توسط تحلیل موجی طی این حوزه زمانی سالیانه (2003 تا 2004 و 2013 تا 2014) از 50 به 20mm- بین سالهای 2003 و 2004 و از 30 به 15mm- بین سالهای 2013 و 2014 کاهش یافته است.

جدول 1- میانگین RMSE بین موجی و چاههای مشاهده برای مقیاسهای مختلف

Scale	Mean RMSE (mm)
$J = 2$	6
$J = 3$	9
$J = 4$	11
$J = 5$	13



شکل 5-تغییرات ذخیره آب زیرزمینی مربوط به معادله 8 براساس موج در سال 2004

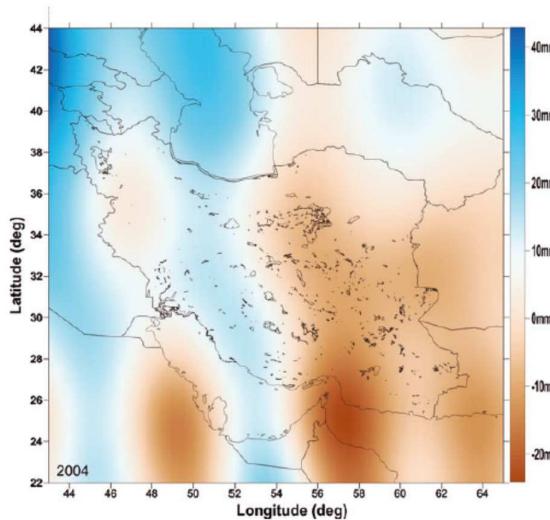


شکل 6-تغییرات ذخیره آب زیرزمینی مربوط به معادله 8 براساس موج در سال 2014

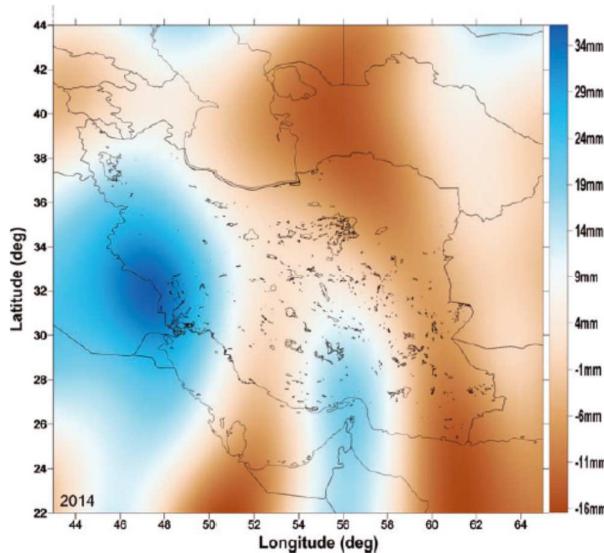
ولیکن، با وجود روش فیلتربندی گاوی، نتایج مربوطه برابر 40 الی 20mm و 35 الی 15mm می باشد.

برای یک سنجش معمولی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی سالیانه، متوسط تغییرات ذخیره آب زیرزمینی کل در کل ایران برای دوره یک ساله، با شروع از ژانویه 2003 و با پایان آن تا اوریل 2014، با روش‌های موجی و فیلتربندی محاسبه شده است که در شکل 9 نشان داده شده است. همانگونه که در این شکل نشان داده شده است، یک هماهنگی تقریبی میان نتایج موجی و فیلتربندی در تقریبا همه دوره ها وجود دارد (به استثنای سه تای آنها).

برای نشان دادن تغییرات ذخیره آب زیرزمینی هر سال از لحاظ سال 2003، نتایج این سال با سالهای بعدی تا اوรیل 2014 مقایسه شده است.



شکل 7- تغییرات ذخیره آب زیرزمینی مربوط به معادله 8 براساس فیلتربندی گاوی در سال 2004



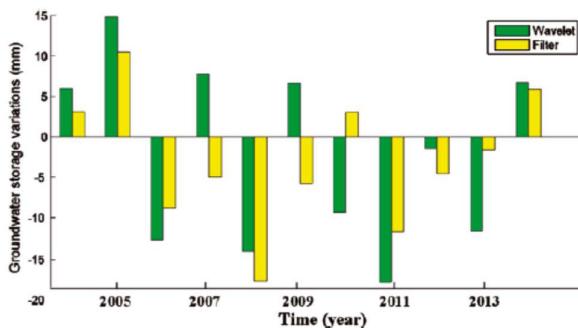
شکل 8- تغییرات ذخیره آب زیرزمینی مربوط به معادله 8 براساس فیلتربندی گاوی در سال 2014

سوابق زمانی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی از سال 2003 الی اوรیل 2014 در شکل 10 نشان داده شده است.

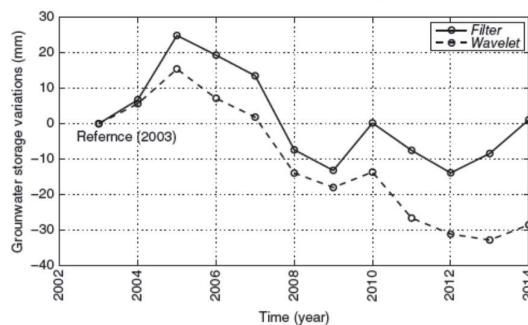
در این شکل، ذخیره آب در سال 2003 به شکل یک مرجع انتخاب شده است، و تغییرات آب زیرزمینی در سالهای دیگر از لحاظ این مرجع محاسبه شده سات. طبق این شکل، تغییرات در سال 2004 الی 2007 افزایش یافته و در دوره زمانی 2007 تا کنون کاهش یافته است. بعلاوه، ماکزیمم کاهش فراوانی بزرگتر از ماکزیمم

افزایش فراوانی است که نشان می دهد یک تخلیه در تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در این سالها وجود دارد. این شکل همچنین نشان دهنده تخلیه ذخیره آب زیرزمینی از سال 2007 تا کنون می باشد که خیلی مسئله حیاتی در مدیریت منابع آب می باشد.

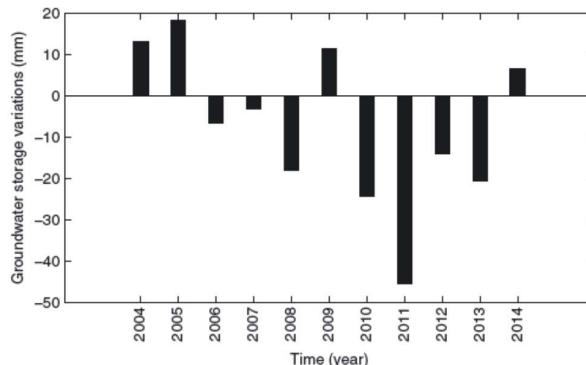
همچنین ما میانگین تغییرات آب زیرزمینی را طی یک شبکه مربع با ابعاد پوششی 2 درجه در 2 درجه کل دریاچه ارومیه با مختصات 37 درجه تا 39 درجه عرض جغرافیایی و 44 الی 46 درجه طول جغرافیایی را محاسبه کرده ایم.



شکل 9- متوسط تغییرات آب زیرزمینی سالیانه کل در سراسر ایران

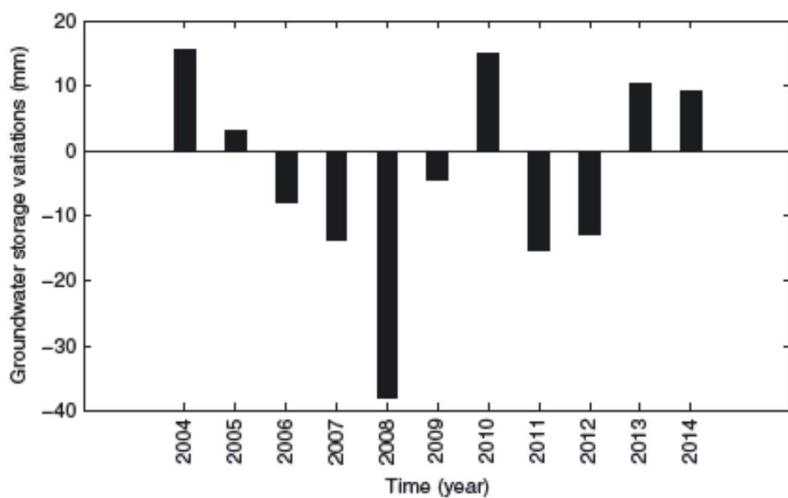


شکل 10- سوابق زمانی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی از لحاظ سال 2003 به عنوان سال مرجع

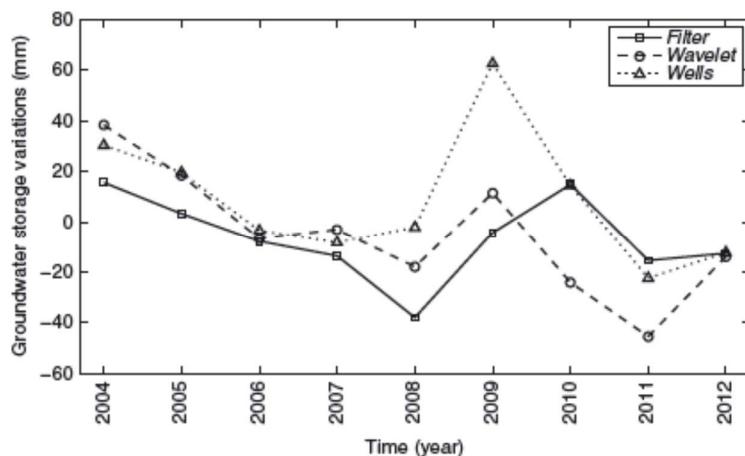


شکل 11- میانگین تغییرات فراوانی آب زیرزمینی طبق موج در کل دریاچه ارومیه

دو دلیل برای انتخاب این شبکه وجود دارد، یکی تعیین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در دریاچه ارومیه به عنوان یک منبع آب مهم ایران می باشد و دیگری این است که این منطقه حاوی برخی چاههای پیسولیت سنجدی می باشد که می تواند برای روایی سازی نتایج ما آنگونه که در پیامد کار انجام می دهیم، بکار گرفته شود. تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در این ناحیه که بوسیله روش‌های موجی و فیلتربندی از سال 2003 الی آوریل 2014 تعیین شده است در شکل های 11 و 12 نشان داده شده است. طبق روش موجی، ماقزیم کاهش در تغییرات آب زیرزمینی برابر با 45mm در سال 2011 و حدود 20mm در سال 2008 و 2010 و 2013 و 2014 می باشد.



شکل 12- میانگین تغییرات فراوانی آب زیرزمینی بنا به فیلتربندی در دریاچه ارومیه



شکل 13- مجموعه های زمانی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی سالیانه بین موجک، فیلترسازی و چاههای پیسولیت سنجدی

افزایش ماقریزم در تغییرات آب زیرزمینی حدود 20 میلیمتر در سال 2005 می باشد. با روش فیلتریندی، ماقریزم کاهش در تغییرات آب زیرزمینی حدود 40mm- در سال 2008 و حدود 15mm در سال 2004 و 2010 می باشد. فراوانی های این میانگین تغییرات آب زیرزمینی در دریاچه ارومیه نشان می دهد که میزان آب زیرزمینی در کل این منطقه هر ساله رو به کاهش بوده و اگر به همین طریق ادامه یابد، ممکن است منجر به مسائل محیط زیستی فاجعه باری از جمله کاهش سطح آب، از دست رفتن گونه های ساکن، ایجاد طوفان نمک، نفوذ آب نمک به دشت های نزدیک دریاچه، تغییر آب و هوایی وسیع در منطقه، کاهش حاصلخیزی کشاورزی، و برهم خوردن تعامل کیفی و کمی در آب زیرزمینی منطقه منجر شود.

همانگونه که در بحث قبلی گفته ایم، برای روایی سازی نتایج تحلیل خودمان، منطبق بودن سری های زمانی شان را با اندازه گیری های چاههای پیسولیت سنجی واقع در نزدیک دریاچه ارومیه نشان داده ایم. شکل 13 نشان دهنده تغییرات ذخیره آب زیرزمینی سالیانه در شبکه انتخابی با استفاده از هم GRACE-GLDAS و داده های سطح چاههای آب زیرزمینی از سال 2003 الی 2012 (معدلات 8 و 9) می باشد. طبق اطلاعات شکل 13، یک هماهنگی میان روش موجی و داده های چاههای مشاهده ای وجود دارد. بعلاوه، از سال 2009 الی 2010، سطح چاهها یک دامنه ماقریزم به اندازه 60mm دارد که نه هماهنگ با فیلتریندی گاووسی و نه با نتایج موجی می باشد. اختلاف مشاهده شده در این سالها می تواند با خطای تراوosh در مشاهده GRACE یا با خطاهای تغییرات ذخیره آب زیرزمینی وارده توسط تجمع فضایی اندازه گیری های چاه نقطه ای و نیز استفاده از یک بازده منحصر به فرد ویژه متوسط برای محاسبه تغییرات ذخیره آب زیرزمینی توضیح داده شود. مقدار محدود اندازه گیری های چاه، رزو لاسیون فضایی محدود داده های GRACE، و اندازه گیری های چاه یدکی می تواند به عنوان منابع دیگری از این پراکندگی مورد اشاره قرار گیرد.

همچنین برای یک بررسی بهتر، ما همبستگی تصادفی موجک و فیلتریندی گاووسی را با اندازه گیری های چاه پیسولیت سنجی موجود نزدیک دریاچه ارومیه نشان داده ایم. در این مورد، کمیت آماری، به نام یک ضریب همبستگی محاسبه شده که نشان دهنده درجه سازگاری میان نتایج تحلیل ما و داده های مشاهده می باشد. ضریب همبستگی محاسبه شده میان روش فیلتریندی و داده های سطح آب زیرزمینی برابر با $R^2 = 0.49$ می باشد در حالیکه این همبستگی با روش موجی برابر با $R^2 = 0.70$ است که نشان می دهد تحلیل موجی سازگارتر است و

تخمین صحیح تری از تغییرات ذخیره آب زیرزمینی دارد. همچنین تحلیل رگرسیون به شکل یک مدل رگرسیون خطی ساده که برای پیشگویی و پیش بینی استفاده شده به شکل $y = 0.78x + 16$ و $y = 0.9x + 14$ برای فیلتربندی موجی و گاوی به ترتیب محاسبه شده است. مقادیری که در مدل رگرسیون بدست آمده است با استفاده از روش مربعات حداقل محاسبه شده است.

نتیجه گیری ها

در این مطالعه، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی با ترکیبی از داده های GRACE و مدل GLDAS طی ژانویه 2003 الی آوریل 2014 محاسبه گردیده است. برای انجام چنین کاری، تغییرات ذخیره آب زیرزمینی با کم کردن رطوبت خاک، اکی والان آب برف و کل ذخیره آب تاج درختان که نتایج مدل GLDAS می باشد، از تغییرات TWS که با مشاهدات GRACE تعیین می شود، تخمین زده شده اند. به دلیل خطاها نواربندی در داده های GRACE دو روش کار مبتنی بر تحلیل موجی و فیلتربندی گاوی برای تصفیه داده های GRACE بکار گرفته شده است. مشخص گردیده که روش موجی با اندازه گیری های محلی چاههای پیسولیت سنجی حفر شده در دریاچه ارومیه هماهنگ تر است. در مقایسه با روشهای فیلتربندی گاوی، روش موجی توانست سیگنال دلخواه را با افزایش نسبت سیگنال به نویز در یک ناحیه منتخب تعیین مکان کند که باعث افزایش در صحت تخمین می گردد. بویژه، تحلیل همبستگی منجر به ضریب همبستگی برای تحلیل موجی حدود $R^2 = 0.70$ و فیلتربندی گاوی حدود $R^2 = 0.49$ می شود. نتایج نشان داده است که تخمین موجی در هماهنگی خوبی با داده های آب زیرزمینی چاه های موجود محدود در منطقه می باشد.

References

- Baur, O., M. Kuhn, and W.E. Featherstone. 2009. GRACE-derived ice-mass variations over Greenland by accounting for leakage effects. *Journal of Geophysical Research* 114: B06407.
- Carrere, L., and F. Lyard. 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing comparisons with observations. *Geophysical Research Letters* 30, no. 6: 1275.
- Chambers, D.P., J. Wahr, and R.S. Nerem. 2004. Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE. *Geophysical Research Letters* 31: L13310.

- Chen, J., J. Li, Z. Zhang, and S. Ni. 2014. Long-term groundwater variations in Northwest India from satellite gravity measurements. *Global and Planetary Change* 116: 130–138.
- Chen, J.L., M. Rodell, C.R. Wilson, and J.S. Famiglietti. 2005. Low degree spherical harmonic influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) water storage estimates. *Geophysical Research Letters* 32: L14405.
- Fengler, M.J., W. Freedon, A. Kohlhaas, V. Michel, and T. Peters. 2006. Wavelet modelling of regional and temporal variations of the Earth's gravitational potential observed by GRACE. *Journal of Geodesy* 81: 5–15.
- Frappart, F., G. Ramlilien, M. Leblanc, O. Tweed, M.P. Bonnet, and P. Maisongrande. 2011. An independent component analysis filtering approach for estimating continental hydrology in the GRACE gravity data. *Remote Sensing of Environment* 115, no. 1–2: 187–204.
- Freedon, W., T. Gervens, and M. Schreiner. 1998. *Constructive Approximation on the Sphere (with Applications to Geomathematics)*. Clarendon, Canada: Oxford Science Publication.
- Freedon, W., and U. Windheuser. 1996. Spherical wavelet transform and its discretization. *Advances in Computational Mathematics* 5: 51–94.
- Freedon, W., and M. Schreiner. 1995. Non-orthogonal expansions on the sphere. *Mathematical Methods in Applied Sciences* 18: 83–120.
- Forootan, E., R. Rietbroek, J. Kusche, M.A. Sharifi, J.L. Awange, M. Schmidt, P. Omondi, and J. Famiglietti. 2014. Separation of large scale water storage patterns over Iran using GRACE, altimetry and hydrological data. *Remote Sensing of Environment* 140: 580–595.
- Guo, J.Y., X.J. Duan, and C.K. Shum. 2010. Non-isotropic Gaussian smoothing and leakage reduction for determining mass changes over land and ocean using GRACE data. *Geophysical Journal International* 181: 290–302.
- Hassanzadeh, E., M. Zarghami, and Y. Hassanzadeh. 2011. Determining the main factors in declining the Urmia Lake level by using system dynamics modeling. *Water Resources Management* 26: 129–145.
- Jekeli, C. 1981. *Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field*. Tech Rep 327. Columbus, OH: Department Geodesy Science and Survey, Ohio State University.
- Jin, S., and G. Feng. 2013. Large-scale variations of global groundwater from satellite gravimetry and hydrological models, 2002–2012. *Global and Planetary Change* 106: 20–30.
- Jin, S.G., A. Hassan, and G. Feng. 2012. Assessment of terrestrial water contributions to polar motion from GRACE and hydrological models. *Journal of Geodynamics* 62: 40–48.
- Johnson, A.I. 1967. Specific yield-compilation of specific yields for various materials. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 1662-D: 74.
- Josdaki, G., J. Wahr, and S. Swenson. 2014. Estimating the human contribution to groundwater depletion in the Middle East, from GRACE data, land surface models, and well observations. *Water Resources Research* 50, no. 3: 2679–2692.
- Kohlhaas, A.C. 2005. Multiscale modelling of temporal and spatial variations in the earth's gravity potential observed by GRACE. Dépôma thesis, Geomathematics Group, Department of Mathematics, University of Kaiserslautern, Kaiserslautern, Germany.
- Lenk, O. 2013. Satellite based estimates of terrestrial water storage variations in Turkey. *Journal of Geodynamics* 67: 106–110.
- Lombard, A., D. Garsia, G. Ramlilien, A. Cazenave, R. Biancale, J.M. Lemoine, F. Flechtner, R. Schmidt, and M. Ishii. 2007. Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and Jason –1 data. *Earth and Planetary Science Letters* 254, no. 1: 194–202.
- Long, D., L. Longuevergne, and B.R. Scanlon. 2014a. Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resources Research* 50, no. 2: 1131–1151.
- Long, D., Y.J. Shen, A.Y. Sun, Y. Hong, L. Longuevergne, Y.T. Yang, B. Li, and L. Chen. 2014b. Monitoring of droughts and floods over a large karst plateau in Southwest China using extended GRACE data. *Remote Sensing of Environment* 155: 145–160.
- Long, D., B.R. Scanlon, L. Longuevergne, A.Y. Sun, D.N. Fernando, and H. Save. 2013. GRACE satellite monitoring of large depletion in water storage in response to the 2011 drought in Texas. *Geophysical Research Letters* 40, no. 13: 3395–3401.
- Lutjeh, S.B., H.J. Zwally, W. Abdalati, D.D. Rowlands, R.D. Ray, R.S. Nerem, F.G. Lemoine, J.J. McCarthy, and D.S. Chinn. 2006. Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravimetry observations. *Science* 314: 1286–1289.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis. 2006. Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* 56: 394–415.
- Moiwo, J.P., W. Lu, and F. Tao. 2012. GRACE, GLDAS and measured groundwater data products show water storage loss in Western Jilin, China. *Water Science & Technology* 65, no. 9: 1606–1614.
- Panet, I., V. Mikhailov, M. Diament, F. Pollitz, G. King, O. de Viron, M. Holschneider, R. Biancale, and J.M. Lemoine. 2007. Coseismic and postseismic signatures of the Sumatra December 2004 and March 2005 earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophysical Journal International* 171, no. 1: 177–190.
- Ramillien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E.R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. Biancale. 2006. International variations of the mass balance of the Antarctic and Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change* 53: 198–208.
- Rodell, M., P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalk, K. Mitchell, C.J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovitch, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, and D. Toll. 2004. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85: 381–394.
- Swenson, S., and J. Wahr. 2006. Post processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters* 33: L08402.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, M. Watkins, and C. Reigber. 2004a. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters* 31: L09607.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, J. Ries, P.F. Thompson, and M.M. Watkins. 2004b. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science* 305: 503–505.
- Velicogna, I., and J. Wahr. 2006. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science* 311: 1754–1756.
- Voss, K.A., J.S. Famiglietti, M.H. Lo, C.D. Linne, M. Rodell, and S.C. Swenson. 2013. Groundwater depletion in the Middle East from GRACE with implications for transboundary water management in the Tigris-Euphrates-Western Iran region. *Water Resources Research* 49, no. 2: 904–914.
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan. 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research* 103: 30229–32205.

برای خرید فرمت ورد این ترجمه، بدون واتر مارک، اینجا کلیک نمایید.



این مقاله، از سری مقالات ترجمه شده رایگان سایت ترجمه فا میباشد که با فرمت PDF در اختیار شما عزیزان قرار گرفته است. در صورت تمایل میتوانید با کلیک بر روی دکمه های زیر از سایر مقالات نیز استفاده نمایید:

✓ لیست مقالات ترجمه شده

✓ لیست مقالات ترجمه شده رایگان

✓ لیست جدیدترین مقالات انگلیسی ISI

سایت ترجمه فا؛ مرجع جدیدترین مقالات ترجمه شده از نشریات معتبر خارجی