论文

高斯滤波在处理 GRACE 数据中的模拟研究: 西藏拉萨的重力变化率

孙文科^{①*}, 长谷川崇^②, 张新林^③, 福田洋一^②, 沈嗣钧^④, 王雷^④

① 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 中国科学院研究生院, 北京 100049;

② 日本京都大学地球物理系, 京都 606-8502, 日本;

③ 日本东京大学地震研究所, 东京 113-0032, 日本;

④ 美国俄亥俄州立大学地球科学学院, 俄亥俄州 43210-1275, 美国

* E-mail: sunw@gucas.ac.cn

收稿日期: 2009-12-02; 接受日期: 2010-10-11

中国科学院“千人计划”专项经费、NASA 的交叉学科计划和俄亥俄州立大学气候、水和二氧化碳计划资助

摘要 本文利用重力卫星 GRACE 数据计算了青藏高原的空间重力分布, 以及用不同高斯滤波半径得到的拉萨重力变化率. 结果显示重力变化率的估算依赖于高斯滤波器空间半径的大小. 由 GRACE 得到的重力变化速率同地面绝对重力测量得到的值吻合很好, 即当滤波器空间半径趋近 0 时, GRACE 估算的重力变化率趋于地表面测量值. 接下来对于地面信号应用不同高斯滤波器空间半径进行了数值模拟计算. 结果显示一个物理信号的估算依赖于滤波半径, 如果计算区域等于或小于质量分布区域, 尤其是均匀分布的质量, 不管使用什么样的滤波半径, 都给出一个相当准确的结果. 如果计算区域大于质量分布区域, 由于截断引起的信号泄漏, 计算会有很大的误差. 如果质量异常很小, 除非滤波半径十分小, 否则很难从空间观测辨别它. 如果计算区域在质量分布区域之外, 计算结果几乎为 0, 尤其对较小的滤波半径. 高斯滤波器的这些性质在应用 GRACE 数据中具有重要意义. 我们进一步讨论了引起拉萨重力变化的物质来源, 表明拉萨重力变化率不是由当前冰川融化(PDIM)(或者小冰期, LIA)效应引起的, 因为在拉萨及其周边没有冰川融化发生. 重力变化率主要归因于与印度板块碰撞有关的构造变形, 而发生的地表位移、地表剥蚀和 GIA 作用是不容忽视的.

关键词
重力变化
GRACE
高斯滤波
青藏高原
拉萨

青藏高原是地球上最高且最大的高原^[1]. 印度板块的持续向北移动通过折叠和各种断层错动机制形成了现今的高原地壳的形状. 沿着喜马拉雅山的高频率地震活动反映出在印度和亚洲之间的板块碰撞仍在推着青藏高原向上抬升. 亚洲西部和北部庞大的质量限制了高原地壳物质的向北移动. 因此, 深部逆断层的向北移动随后被转换成大致沿着东西方向

走势的走滑断层向东和东南方流动. 由 GPS 观测到的中国大陆水平位移显示地壳缩短吸收了大部分印度板块对欧亚板块的侵入^[2]. 位于印度北部和 Alashan 块体之间收缩率约为 38 mm a^{-1} . 青藏高原的主要构造特征是连续的变形; 然而, 该连续变形基本上限定在高原本身并且被地壳增厚吸收, 从而引起地壳垂直运动, 即高原隆升和地壳底部的变形. 地震

英文引用格式: Sun W K, Hasegawa T, Zhang X L, et al. Effects of Gaussian filter in processing GRACE data: Gravity rate of change at Lhasa, southern Tibet. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 1378–1385, doi: 10.1007/s11430-011-4233-y

学表明西藏南部的岩石圈已经达到 80 km 的厚度^[3], 并支持上述假设. 除此之外, Sun 等^[4]结合拉萨、昆明和大理三个地区的绝对重力和 GPS 数据, 提出了青藏高原隆升和地壳增厚的大地测量学证据, 例如, 拉萨的重力显示 $(-1.97 \pm 0.66) \mu\text{gal a}^{-1}$ 的负变化速率; 隆升速率为 $(0.8 \pm 0.5) \text{ mm a}^{-1}$. 经过地表垂直位移和剥蚀影响的改正, 变形地球表面的重力值被转换成空间固定点的重力值. 因此, 剩余重力变化认为是反映了内部质量变化, 并且归因于深部地壳增厚或者莫霍面下移. 平均增厚速率推断为 $(2.3 \pm 1.3) \text{ cm a}^{-1}$.

同时, 重力卫星 GRACE 提供了一种研究重力变化的新方法. 2002 发射成功的 GRACE 重力卫星由美国国家航空航天局(NASA)和德国航空中心共同开发研制^[5], 以史无前例的精度测量地球重力场及其变化. GRACE 每月提供一个重力模型数据, 可以用来估计地球系统质量的重新分布, 例如陆地水储量变化^[6~8], 极地冰层融化^[9,10]等. 实际上, GRACE 数据也能够通过仔细滤波和分析来研究小范围质量变化问题, 例如, 高山冰川融化^[11]. Han 等^[12]处理了 Level-1 GRACE 数据, 首次检测到了 2004 苏门答腊海底地震引起的重力变化. 很多研究都是基于用高斯平滑处理^[13,14]. Chen 等^[8]报道, 在估计冰川融化渗漏和衰减效应中, 因为使用空间滤波, 使得误差非常大. 在一个给定区域内正确的估算渗漏效应和总冰融化速率依然是个挑战. 在 GRACE 数据中使用空间滤波技术也可以影响地表质量变化的有效估算, 尤其对于空间上分布比较小的变化. Chen 等^[8]采用一种不同的方法, 通过数字模拟来定量求解 GRACE 测量中的渗漏效应和衰减效应, 这种方法只对总的冰融化量敏感, 对信号的真实大小或者给定的质量变化量的空间分布不敏感. 所以, 它能更好的定量求出渗漏效应和更精确地得到冰融化的总速率. 因此, 为了获得不用平滑时(或者当滤波半径为 0 时)“真实”物理信号的估计, 如果很好地知道高斯平滑(滤波)的性质, 将会很有帮助.

本文首先处理 GRACE 数据获得整个青藏高原上的空间重力分布来观察年周变化效应. 进一步, 计算不同高斯滤波半径下的拉萨重力变化率来考察这种估计如何依赖于平滑半径. 然后把 GRACE 估计的重力变化率同地表面测量得到的重力变化率^[4]作比较. 结果显示 GRACE 和地面测量给出一致的结果: 当滤波半径趋近于 0 时, GRACE 估计的重力变化率同地表面测量获得的重力变化率具有一致性. 接着

对已知信号源采用不同高斯滤波半径进行数字模拟来说明高斯滤波器的特性. 高斯滤波器的这些性质在把 GRACE 数据应用到具有不同空间位置和几何大小的地球物理问题中是非常有用的. 根据模拟结果, 进一步讨论引起拉萨重力变化的信号来源. 讨论结果表明青藏高原的构造变形是重力变化主要的因素, 大于地面位移、剥蚀和 GIA 等效应.

1 GRACE 观测的拉萨重力变化

我们首先讨论用 GRACE 数据计算青藏高原的重力变化, 并以此证明青藏高原地面观测的重力变化率的正确性. 为此, 我们处理了 JPL, GFZ 和 CSR 提供的 2002~2009 年所有可利用的 GRACE 月数据, 其中 JPL 和 GFZ 模型的球谐函数系数达到 100, CSR 模型为 60. 然后重力月平均变化用高斯滤波 400 km 半径来平滑, 把 2002~2009 年的全部平均值作参考, 每个月的重力结果绘于图 1. 图 1 呈现了中国西南部边界, 围绕青藏高原存在明显的年变化. 在前半年里(1~6 月), 呈现负变化; 在最后半年里, 呈现正变化. 变化范围为 $-10 \sim 10 \mu\text{gal}$. 认为这种变化是由于该区域降水和地表水季节变化产生的结果.

为了考察拉萨重力观测点如何受到如上年变化的影响, 我们计算了该站重力变化的时间序列. 图 2 给出两个高斯滤波半径(400 和 800 km) 的时间序列. 两图清晰地显示年周变化; 该变化明显是降水和地表水储量变化产生的影响. 尽管量级很小, 但是由于拉萨靠近中国西南边界, 该地区明显受到上述年周变化的影响. 另一方面, 结果显示高斯滤波器半径越小, 所得重力变化率的量级越大. 当高斯滤波半径为 400 km, 重力变化范围大约为 $\pm 5 \mu\text{gal}$; 当高斯滤波半径为 800 km, 重力变化范围为 $\pm 3 \mu\text{gal}$. 进一步, 用最小二乘法拟合可得重力变化率. 结果表明不同高斯滤波半径产生不同的拟合结果——年重力变化率——意味重力变化率依赖高斯半径的大小. 当 $R=400 \text{ km}$, 重力变化率为 $-0.58 \mu\text{gal a}^{-1}$; 当 $R=800 \text{ km}$, 重力变化率为 $0.17 \mu\text{gal a}^{-1}$. 注意, 当滤波半径减小, 也就是说, 小于 300 km, 信噪比减小; 然而, 可靠的重力变化率能从长期观测数据而获得.

从半径为 100 到 1000 km 的高斯滤波的重力变化率表示在图 3 中. 图 3 明显的表明重力变化率(绝对值)

图 1 高斯滤波器(400 km 半径)平滑后的 1~12 月的重力月平均变化
GRACE 观测的青藏高原及其周围的重力月变化 2002~2009 年的全平均值为参考. (a)~(m)分别表示 JPL 和 GFZ 模型的前 100 阶和 CSR 模型的 60 阶. (a)中的红点表示拉萨的位置.

图2 GRACE 观测的拉萨地区重力变化的时间序列

(a) 为用 400 km 的高斯滤波器半径计算的重力变化; (b) 给出用 800 km 的高斯滤波器半径计算的重力变化. 黑线表示最小二乘拟合的重力年变化率

图3 在拉萨重力观测点由 GRACE (经过不同滤波半径) 和 FG5 观测的重力变化率

随着高斯滤波半径减小而逐渐增加, 并以 FG5 观测的重力变化率为极限值, 该值是 FG5 在地球表面(拉萨)上直接观测而得到的(经过自由空气梯度改正^[4]). 由此可知, 空间和地面观测的重力变化率是一致的, 并且它们互相吻合很好.

值得注意的是, 地面观测和空间测量得到的重力变化率的一致性(图 3)只不过揭示了两种测量结果的一致性. 然而, 重力变化率信号包含了很多地球物理信息, 例如地壳变形、剥蚀、冰川融化、地表水储量变化和 GIA 效应等. 但是, 从 GRACE 和绝对重力数据中很难区分这些信息来源. 为了确定每一个信息

来源, 独立的冰、雪和水的可靠变化信息是必要的. 就长期而言, 由降水和冰川融化引起的重力变化率应该是较小的; 而这些参数中的季节性变化可以通过几年以上的长期观测取平均而消除, 它们对重力变化率的贡献同全球水平衡有关联, 应是一个微小的量. 剩下的 GIA 效应被认为不容忽视且需要特别讨论.

GIA 效应在时间上是三种来源产生的结果: 大约 2.1 万年前的最后大冰川的消退(LGM)引起的冰期反弹(PGR), 几百年前小冰期(LIA)后退和现在正在进行的冰川融化(PDIM). 由于没有较好的青藏高原地区的 LIA 和 PDIM 冰模型, 评价和判断它们对重力变化率的贡献是困难的. 实际上, 因为拉萨重力站远离现在的冰川覆盖区域, 同 LGM 引起的 PGR 相比, 它的贡献被认为是微小的. 为证明这点, 在下一节, 我们将进行高斯滤波的模拟计算.

2 应用于地表信号时高斯滤波器的性质——模拟研究

为了解高斯滤波如何影响重力变化率, 本节中进行一些模拟计算, 以便了解什么样的信息来源包含或者不包含在观测到的重力信号中.

我们首先考虑在地球表面 $1^\circ \times 1^\circ$ 区域上均匀分布水的一个单位厚度(1 m). 接下来, 我们把它展开成完全归一化的球谐函数系数且截断阶数为 180; 这和使用 GRACE 数据(RL04)是类似的. 然后, 再根据这些球函数系数, 分别用 100~1000 km 的不同半径的高斯滤波, 来计算同质量分布相同点的水厚度. 图 4(a)(蓝线)给出计算的水厚度结果表明高斯滤波半径在处理这样的数据中扮演重要角色. 当滤波半径大于 200 km, 估计的厚度仅为真值的 10%. 当半径为 100 km, 估值也仅为真值的 40%, 这表明如果质量异常太小, 用 GRACE 检测它将非常困难.

下面进一步考虑一个单位质量, 但均匀分布在更大的区域: $11^\circ \times 11^\circ$ 和 $21^\circ \times 21^\circ$. 为了对比, 区域质量(水厚度)都正规化为 1. 用和上面描述的相同的做法(球谐展开, 再求和和滤波), 用不同高斯滤波半径, 分别计算质量分布区域中心点的厚度. 计算的水厚度结果绘于图 4(a)中, 用红色和绿色来表示. 很显然, 对于 $11^\circ \times 11^\circ$ 的质量区域, 当高斯滤波器半径小于 300 km 时, 水厚度的估计几乎正确, 此后便开始减小. 对于 $21^\circ \times 21^\circ$ 的质量区域, 如果滤波半径小于

图4 不同区域面积质量分布和不同高斯滤波器半径所对应的水厚度估计

假设 $1^\circ \times 1^\circ$, $11^\circ \times 11^\circ$ 和 $21^\circ \times 21^\circ$ 的区域存在一个单位高度(1 m)的水质量分布时, 不同高斯滤波器半径(100~1000 km)所对应的水厚度估计。

(a) 应用高斯滤波器时, 在质量区域中心点计算的水厚度估计; (b) 远离 $1^\circ \times 1^\circ$, $11^\circ \times 11^\circ$, $21^\circ \times 21^\circ$ 质量区域分别为 11° , 11° 和 21° 点处的水厚度估计; (c) 应用高斯滤波时, 每一种情况下对于 $11^\circ \times 11^\circ$ 区域的水厚度估计; (d) 和 $11^\circ \times 11^\circ$ 质量区域重叠、半重叠的 $11^\circ \times 11^\circ$ 计算区域分别计算的水厚度估计

600 km, 几乎可以正确估算, 这表明, 对于质量异常分布大的区域, 如果滤波半径是合理的小, 高斯滤波不会影响质量估计。

接下来, 我们考察质量位于计算区域外的情况。首先假设质量分布在 $1^\circ \times 1^\circ$ 的区域上, 但是计算点不是中心点, 而是两个分别远离质量中心 11° 和 21° 的点上。计算结果在图 4(a)用粉红色和亮蓝色线给出。结果显示对于所有的滤波半径, 估计厚度基本上为 0, 这表明, 计算点不会被外部小的质量分布影响太多。类似地, 我们假设 $11^\circ \times 11^\circ$ 和 $21^\circ \times 21^\circ$ 区域上更大的质量分布; 计算点是 11° 而且 21° 远离质量中心。水厚度的估计在图 4(b)中绿线和红线给出。它们估计的厚度大于 0, 约为真值的 10%~13%。滤波半径越大, 偏离越多。当半径开始变小, 厚度接近为 0。这些现象对解释上面观测的拉萨重力变化率是重要的。在拉

萨市进行绝对重力测量^[4]的观测点及其周围没有冰雪存, 因此可知, 图 3 中的重力变化率不会受 PDIM 或 LIA 的影响。

上面的讨论是针对一个点进行的。在下面的讨论中, 假设质量分布同一个区域上: $11^\circ \times 11^\circ$, 计算是通过用纬度加权的余弦求网格点值的和进行的。对于一个 $1^\circ \times 1^\circ$ 分布的质量, 我们在 $11^\circ \times 11^\circ$ 质量中心估计其厚度。由于球谐函数截断产生的遗漏, 在质量外的区域不会为 0。对不同滤波半径的估计厚度在图 4(c)(蓝线)给出。该区域上的求和(在半径为 600 km 时)产生最大为 35% 的过高估计, 这显示了对于小质量异常, 大区域上的求和计算不反映真实情况。对于质量分布的大区域: $11^\circ \times 11^\circ$ 和 $21^\circ \times 21^\circ$, $11^\circ \times 11^\circ$ 区域上的计算结果在图 4(c)(红线和绿线)中给出。它们如期望的一样, 对于所有平滑半径给出真实值 1。由此

可知, 在高斯滤波的实际应用中, 如果计算区域等于或小于质量分布区域, 计算结果是可靠的。

此外, 对于 $11^\circ \times 11^\circ$ 区域上质量分布但与计算区域重叠一半和在计算区域外且靠近计算区域的质量分布, 我们计算 $11^\circ \times 11^\circ$ 区域上的厚度。计算结果在图 4(d) 中分别用绿线和红线给出。和 0.5 和 0 m 的理论值的对比表明, 不同滤波半径给出不同的估计厚度。当高斯滤波半径大于 200 km 时, 半重叠情况下的水厚度被低估; 而外部的情况下, 对所有滤波半径都被过高估计了。图 4(d) 中的蓝线同图 4(c) 的红线一样, 绘于此是为了便于比较。

总结以上讨论得到以下结论: (1) 当高斯滤波器应用到地球表面信号, 计算结果基本上依赖于滤波器半径。半径越小, 估计也越精确。但是, 半径的大小受卫星测量精度的控制。(2) 如果计算区域等于或小于质量区域, 尤其是均匀分布的质量, 计算给出一个相当精确的结果。质量分布越大, 对于一个确定的滤波半径的计算结果越精确。由于球函数截断引起的信号遗漏, 计算有较大的误差。(3) 如果质量异常空间上分布很小, 除非滤波半径十分小, 否则很难从空间观测辨别它。(4) 如果计算区域在质量分布之外, 计算结果几乎为 0, 尤其对于较小的滤波半径。

基于这些结论, 我们知道图 3 的重力变化速率根本上独立于 PDIM 效应, 因为在拉萨及其周边没有冰融化发生。重力变化速率基本上类似于上面讨论的第一种情况: 图 4(a) 中的蓝线。它说明拉萨的重力变化速率是由其他物理原因产生的不是 PDIM 效应。像 Sun 等^[4]讨论的一样, 构造变形可能是主要原因。

3 拉萨重力变化率的可能信息来源

Sun 等^[4]给出了在拉萨观测到的地表面重力变化率为 $(-1.97 \pm 0.66) \mu\text{gal a}^{-1}$ 。第 1 节证明了这个重力变化率被 GRACE 观测所确认, 当滤波半径为 0 时的重力变化率是 $-1.8 \mu\text{gal a}^{-1}$, 和经过自由空气改正后的地表观测值是一致的。地面和空间观测的一致性表明了地面测量和空间测量的正确性。但是, 单独的重力测量(无论地面或者空间)不能区分或者确认物理信号来源。对于其他相关的物理信号必须进行独立地分析。一般说来, 观测到的重力信号包含地壳垂直位移, 地表剥蚀和内部质量变化有关的多种信息来源。这些来源基本上同印度板块的向北移动有关系。为

了解释这个重力变化, 首先用 GPS 位移结果通过布格改正来去掉地表移动的影响。如果观测点在没有质量变化的空间内上下移动, $-3.08 \mu\text{gal a}^{-1}$ 的平均球形地球模型的重力梯度适用于自由空气校正。然而, 如果重力测量在变形的地球表面进行, 观测点同地面一起移动, 自由空气梯度便不再适用, 而必须使用布格改正。根据文献[15], 布格改正可以用 $-1.9 \mu\text{gal cm}^{-1}$ 的布格梯度来计算。布格梯度乘以从 GPS 测量得到的 0.8 mm a^{-1} 的垂直位移, 得到拉萨点的布格重力变化率为 $(-0.16 \pm 0.02) \mu\text{gal a}^{-1}$ 。同观测到的重力变化率相比可知, 由地壳位移产生的重力变化很小。

Sun 等^[4]也评估了由青藏高原的地表剥蚀所产生的重力变化率。由于侵蚀, 每年有大量物质从青藏高原被河流等转移到了印度洋、中国东海和邻近的盆地^[16,17]。大部分剥蚀均发生在观测点的下面, 从而使重力减小。依据沉积学的研究数据, 可以估算在青藏高原上平均每年发生 2.3 mm 的剥蚀; 它对重力变化的贡献可以估计为 $(-0.25 \pm 0.1) \mu\text{gal a}^{-1}$ 。尽管剥蚀作用不容忽视, 但它仍然小于地表重力观测结果。必须指出的是, 由于实际的剥蚀分布不太清楚, 上述估算存在很大的不确定性。

除了地表位移和剥蚀改正以外, 另一个重要因素也可能对重力变化有贡献, 即 GIA 效应。应该指出的是, 一些地区由于 LIA 的融化, 例如南美洲的南部和阿拉斯加东南的 Glacier Bay 地区, 可能有很大的 GIA 效应^[18-20]。然而, 由于拉萨地区缺少具体的 LIA 模型, 拉萨的 LIA 导致的 GIA 效应仍然是一个未解决问题。如前面讨论的一样, 拉萨的 PDIM 效应和 LIA 效应十分小(需要进一步调查和确认)。在下边的讨论中, 我们认为 GIA 效应由 LGM 引起的。Wang^[21]和 Kaufman^[22]讨论了西藏地区 GIA 效应对垂直位移和重力变化率的影响。根据 Kuhle 等^[23]的冰模型, Wang^[21]计算了四种粘性地球模型的 GIA 效应(垂直位移和重力)。Kaufman^[22]研究了三种冰模型的 GIA 效应: Kuhle, Tibet4 和 Tibet6。他指出来自冰川均衡调整的重力变化大于 $0.3 \mu\text{gal a}^{-1}$, 而且隆升速率为 3 mm a^{-1} 。然而, 根据上述的 GPS 数据和地质速率^[24], Wang^[21]和 Kaufman^[22]的结果好像估计过高。至少在他们的结果中存在较大的不确定性, 例如, Wang^[21]给出的 B 和 C 模型的重力变化率的差别是明显的, 表明其不确定性大约是 100%。这种大的不确定根本上归因于不精确的冰模型。考虑到其不确定和过高的估计值, 我们把

B 模型重力变化率应用到我们当前的讨论中: 由 GIA 引起的拉萨重力变化率大约为 $-0.25 \mu\text{gal a}^{-1}$.

总结以上讨论, 显示拉萨重力变化率主要是因为印度板块和欧亚板块之间的碰撞所产生的构造变

形. 同时, 地表位移、地表剥蚀和 GIA 效应也应该加以考虑. 因此, 在 Sun 等^[4]中的讨论和结论基本上合理. 如果考虑 GIA 效应, 地壳厚度变化模型可以稍微得以改进.

致谢 感谢 Prakash Kumar 博士对本文提出的宝贵意见; 感谢两名匿名评审对本文的肯定和宝贵建议, 同时感谢徐长仪把本文翻译成中文. 本研究的部分工作是第一作者在日本东京大学工作时完成的.

参考文献

- 1 Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677
- 2 Wang Q, Zhang P, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science*, 2001, 294: 574–577
- 3 Chen W P, Yang Z. Earthquakes beneath the Himalayas and Tibet: Evidence for strong lithospheric mantle. *Science*, 2004, 304: 1949–1952
- 4 Sun W, Wang Q, Li H, et al. Gravity and GPS measurements reveal mass loss beneath the Tibetan Plateau: Geodetic evidence of increasing crustal thickness. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L02303, doi: 10.1029/2008GL036512
- 5 Tapley B D, Bettadpur S, Watkins M, et al. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L09607, doi: 10.1029/2004GL019920
- 6 Tapley B D, Bettadpur S, Ries J, et al. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, 2004, 305: 503–505
- 7 Wahr J, Swenson S, Zlotnicki V, et al. Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L11501, doi: 10.1029/2004GL019779
- 8 Chen J L, Rodell M, Wilson C R, et al. Low degree spherical harmonic influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) water storage estimates. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L14405, doi: 10.1029/2005GL022964
- 9 Velicogna I, Wahr J. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, 2006, 311: 1754–1756
- 10 Chen J L, Wilson C R, Tapley B D. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science*, 2006, 313: 1958–1960
- 11 Tamisiea M E, Leuliette E W, Davis J L, et al. Constraining hydrological and cryospheric mass flux in southeastern Alaska using space-based gravity measurements. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L20501, doi: 10.1029/2005GL023961
- 12 Han S C, Shum C K, Bevis M, et al. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 2006, 313: 658–666
- 13 Jekeli C. Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH. 1981
- 14 Wahr J, Molenaar M, Bryan F. Time-variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J Geophys Res*, 1998, 103: 30205–30230
- 15 Heiskanen W A, Moritz H. *Physical Geodesy*. San Francisco: Freeman, 1967
- 16 Westaway R. Crustal volume balance during the India-Eurasia collision and altitude of the Tibetan Plateau: A working hypothesis. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15173–15192
- 17 Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys J Int*, 1999, 137: 280–318
- 18 Ivins E R, James T S. Bedrock response to Llanquihue Holocene and present-day glaciation in southernmost South America. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L24613, doi: 10.1029/2004GL021500
- 19 Sun W, Miura S, Sato T, et al. Gravity measurements in southeastern Alaska reveal negative gravity rate of change caused by Glacial Isostatic Adjustment. *J Geophys Res*, 2010, 115: B12406, doi: 10.1029/2009JB007194
- 20 Sato T, Larsen C, Miura M, et al. Reevaluation of the viscoelastic and elastic responses to the past and present-day ice changes in Southeast Alaska. *Tectonophysics*, 2010, doi: 10.1016/j.tecto.2010.05.009
- 21 Wang H. Effects of glacial isostatic adjustment since the late Pleistocene on the uplift of the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2001, 144: 448–458
- 22 Kaufmann G. Geodetic signatures of a Late Pleistocene Tibetan ice sheet. *J Geodyn*, 2005, 39: 111–125
- 23 Kuhle M, Herterich K, Calov R. On the ice age glaciations of the Tibetan Highlands and its transformation into a 3D model. *GeoJournal*, 1989, 19: 201–206
- 24 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola Basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677–681