

论文

利用 GRACE 观测数据研究苏门答腊区域的黏滞性结构

王武星^{①②*}, 石耀霖^②, 孙文科^{①②}, 张晶^①

① 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

② 中国科学院研究生院计算地球动力学实验室, 北京 100049

* E-mail: bkwxw@seis.ac.cn

收稿日期: 2009-11-19; 接受日期: 2010-07-22

中国地震局地震预测研究所基本科研业务费专项(编号: 02092422)和国家科技支撑计划项目(编号: 2008BAC35B05)资助

摘要 本文尝试利用卫星重力观测资料和震后黏弹性松弛理论研究苏门答腊地区的区域流变结构, 为更好地认识区域地球动力学环境提供依据. 利用 GRACE 卫星重力资料, 计算了 2004 年苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震的同震及震后的重力变化. 计算中使用平滑半径为 500 km 的高斯滤波器. 结果显示苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震破裂东侧以陆地为主的上盘同震下沉量很大, 造成约 $9 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ 的重力下降阶变, 而西侧处于海水下的下盘重力同震上升较小约 $2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 但其震后上升较快. 流变结构对岩石的变形有很大的影响, 是地球动力学数值模拟取得可靠科学结果的基础. 本文尝试了利用卫星重力变化时间序列来反演苏门答腊地区的黏滞性结构; 即基于 GRACE 时变重力场, 利用自重力、黏弹性、平面分层模型模拟了该地震的同震和震后变形, 并将获得的空间固定点的重力变化与 GRACE 重力场及点位时间序列进行比较, 估计该地区的黏滞性系数在 $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ 的量级, 且断层两侧的流变参数存在差异. 最后结合苏门答腊区域的构造特点讨论了黏滞性系数的影响因素.

关键词
苏门答腊地震
GRACE 卫星
重力变化
黏滞性结构

2002 年 3 月发射的 GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)卫星, 其目的是提供地球重力场及其时间变化的精细测量, 以求对地球重力场和地球自然系统有所发现. 该卫星观测到的重力场变化主要是由地球流体圈层的质量迁移引起, 也可能由冰川消退后地幔均衡调整和地震等现象有关的质量运移造成. GRACE 为测地学、海洋学、冰河学、水文学和固体地球学的研究带来新的观测途径.

2004 年 12 月 26 日在印度尼西亚苏门答腊岛至印度安达曼群岛西侧海沟发生的 $M_w 9.3$ 地震是过去

40 多年来地球上发生的最大地震, 并引发了破坏力极强的海啸, 直接造成近 30 万人死亡. 该地震发生在印度-澳大利亚板块和欧亚板块的俯冲型边界带上, 为浅源逆冲型地震; 地震破裂带的西南侧为分割印度板块和澳大利亚板块的弥散型边界带; 破裂带东侧为欧亚板块南部的巽他板块及缅甸小板块. 它是由于印度洋板块沿着巽他海沟向缅甸小板块下俯冲过程中积累的应变能突然释放和同时伴生的海底快速下陷所造成^[1]. 根据美国国家地震信息中心(NEIC)的结果, 地震起始位置为(3.30°N, 95.98°E), 深度约

为 9 km. 地震为单侧破裂, 余震都分布在主震以北, 余震区规模巨大, 长约 1200~1300 km, 宽约 260 km. 而 2005 年 3 月 28 日发生在该地震以南的 M_w 8.7 Nias 地震, 震中位置为 (2.09°N, 97.11°E), 深度约为 8.6 km, 同样为俯冲型板块边界大地震, 可以认为是苏门答腊大地震的余震. 苏门答腊 M_w 9.3 地震序列产生了巨大的同震及震后变形, 影响区域非常之大, 为探索卫星重力观测在地震研究中的应用提供了难得的研究机遇.

苏门答腊 M_w 9.3 地震发生后, 一些研究者利用不同的数据和方法提出了这个地震的断层滑动模型. 例如 Ammon 等^[2]和 Tsai 等^[3]计算的断层滑动模型, 以及 Han 等^[4]用到的由 Chen Ji 提供的地震模型. 这些模型都是利用地震仪记录的地震波形数据反演获得. 本文模拟计算中用到的为 Hoechner 等^[5]利用 GPS 观测资料和 IASP91 地球分层模型反演获得的断层滑动模型(图 1). 该模型模拟的同震位移与地震破裂远、近场的 GPS 观测结果符合都非常好; 模型显示, 地震断层滑动量最大约 23.9 m, 分布在 4°N 和 6°~9°N 位置, 沿破裂带其他区域的滑动量也非常明显.

Han 等^[4]给出了世界上第一个由重力卫星观测到的同震重力变化结果. 这个结果是利用 GRACE level-1B 数据集对 2004 年苏门答腊 M_w 9.3 级地震引起的重力变化解算获得的. 紧随其后有很多研究者利用不同版本的 GRACE 卫星数据获得了苏门答腊地震的同震及震后变形, 并初步进行了解释. Ogawa 和 Heki^[6]利用 GRACE level-2(Release-1)数据展示了由苏门答腊 M_w 9.3 级地震形成的大地水准面下沉的震后缓慢恢复; 并认为这是上地幔超临界的水扩散的结果. Chen 等^[7]利用新发布的 GRACE level-2 (Release-4)数据集, 采用去相关和高斯滤波结合的滤波方法, 以等效水厚度变化的形式获取了苏门答腊地震的同震和震后质量变化. Panet 等^[8]利用球体上的连续小波分析方法分析了 GRACE 卫星数据, 研究了苏门答腊 2004 年 M_w 9.3 和 2005 年 M_w 8.7 级地震引起的大地水准面变化, 发现震后松弛有两个时间尺度, 讨论认为同震变化由地壳、上地幔岩石密度变化和垂直位移引起; 震后变化与地幔的黏弹性响应和热的存在有关.

2004 年苏门答腊 M_w 9.3 地震发生前, Sun 和 Okubo^[9]对于重力卫星能否检测到同震变化的问题进

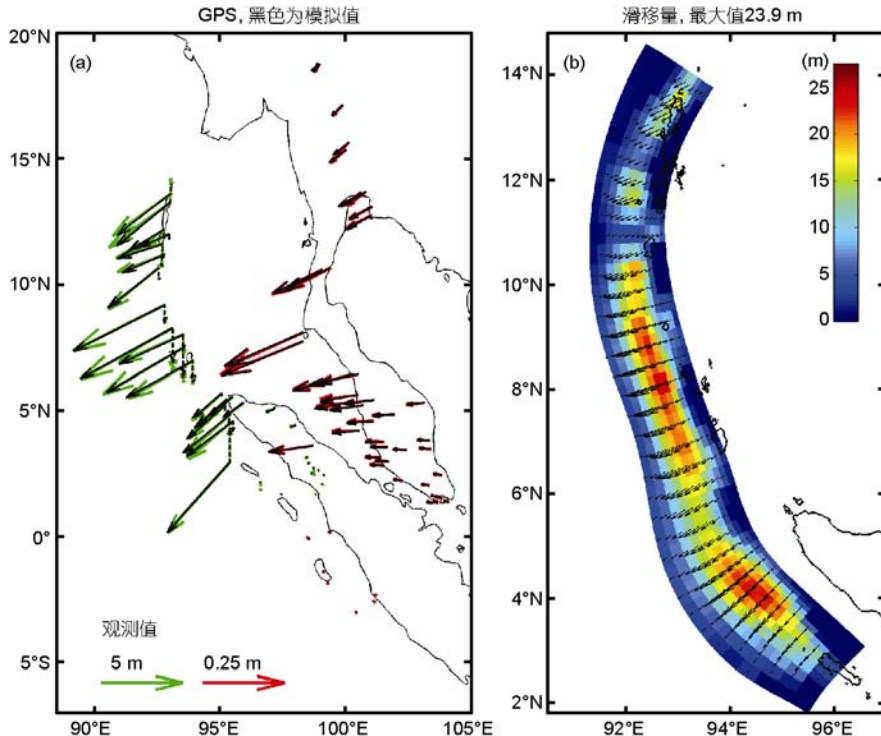


图 1 苏门答腊 M_w 9.3 地震同震位移与断层滑动模型^[5]

行过研究;认为大于 $M9.0$ 的剪切型或者大于 $M7.5$ 的张裂型地震所产生的同震变形(重力或大地水准面变化)可以被 GRACE 观测到. 这个结论被随后发生的 2004 年苏门答腊 $M_w9.3$ 地震所证实. Pollitz 等^[10,11]建立了黏弹性分层模型模拟了苏门答腊 $M_w9.3$ 级地震的震后松弛过程, 并且将模拟的同震及震后的变形效应与 GPS 时间序列进行比较, 理论模拟与观测值符合较好. 其模型为球对称、可压缩、自重力模型; 弹性地壳下的岩流圈为 Burgers 体, 剩余的上、下地幔为 Maxwell 体. Linage 等^[12]利用 Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS) 和 Center for Space Research (CSR) Release-04 的数据分别获得了苏门答腊地震的同震及震后重力和大地水准面变化, 并利用自重力、弹性球状分层地球模型模拟了同震变化, 利用全球水的模型和通用海洋环流模型调查了它们对同震及震后变形的影响, 认为这两个因素仅在马来西亚半岛区域引起几个 10^{-8} m s^{-2} 的重力偏差.

对于地震引起的震后形变, 其物理机制一直被受地球物理学家所关注, 随着对震后过程研究的不断深入, 人们发现震后的调整可能由多种机制共同作用引起. 就震后形变理论而言有震后余滑、黏弹性松弛和孔隙中流体调整等理论.

Scholz 等^[13]收集了日本的数据, 并给出了余滑随时间衰减所满足的关系式. Sheu 等^[14]在模拟集集地震震后 3 个月地表形变时考虑了地震所引起的断裂上 2% 的同震位错. 但到目前, 震后余滑理论尚未统一, 例如 Sheu 等^[14]、Deng 等^[15]、Árnadóttir 等^[16]的模型在震后余滑位置分布上都有所区别; 而且余滑持续时间长短也没有定论, 如果所发生时间与余震类似, 余震势必对其有很大影响, 况且一些地震由于余震等的影响, 震后最初的测量不是很稳定. 所以目前震后形变研究中单独考虑震后余滑的情况越来越少. Melosh 等^[17]认为地震带下方软弱层内震后黏弹性松弛引起的物质流动会引起较大的地表形变. 震后模拟中比较合理的地球模型是上地壳为弹性介质, 下地壳和地幔为黏弹介质, Deng 等^[15]用有限元模拟分析认为黏弹松弛比震后余滑更好地解释了 1992 年兰德斯地震后 3.4 年内 GPS 观测到的震后地表形变, 通过网络搜索认为下地壳黏滞系数为 $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa s}$. 此外, 很多研究人员都利用形变资料和震后黏弹性理论解释震后变形并反演了地壳的黏滞性系数. 例如: Sheu 等^[14]用 1999 年集集地震震

后 3 个月的 GPS 观测数据反演认为下地壳最佳黏滞系数为 $5.0 \times 10^{17} \text{ Pa s}$; Pollitz 等^[10,11]用 2004 年苏门答腊震后一年的 GPS 观测数反演了区域黏滞性结构; Lorenzo 等^[18]用 1994~1996 年观测资料分析 1960 年智利大地震震后形变, 所得下地壳和地幔的最佳黏滞系数为 $1.0 \times 10^{20} \text{ Pa s}$. 震后变形除了震后余滑和黏弹性松弛机制外, 空隙流体调整也不容忽视. 最典型的震例为 2000 年冰岛地震, 震后两个月内的地壳形变用震后余滑和黏弹松弛都不能解释, 模拟和观测结果差别很大. 只有用孔隙介质模拟流体调整引起的地表位移和 InSAR 观测结果相吻合, 而且所模拟的同震和震后孔隙压力可以很好地解释这一地区的水位变化^[19]. 此外, Masterlark 等^[20]认为 1992 年 Landers 震后 4 个月内的震后形变中流体的调整起了重要作用; Ogawa 和 Heki^[6]也利用上地幔超临界的水扩散来解释 2004 年苏门答腊 $M_w9.3$ 级地震引起的大地水准面变化. 实际上, 震后变形大都同时含有这三种机制的共同作用.

本文研究利用的是大时-空尺度的重力数据, 难以区分讨论这三种震后变形机制, 而仅限于利用震后黏弹性松弛理论来讨论苏门答腊 $M_w9.3$ 地震的震后变形, 并利用模拟值和卫星重力观测值来反演区域黏滞性结构. 流变结构对岩石圈的变形有很大的影响, 在地球动力学数值模拟研究中, 对黏滞系数合理的估计是取得可靠科学结果的基础. 经典地估计岩石流变结构的方法是通过岩石实验与计算来实现, 也有研究者试图利用其他方法, 特别是野外观测资料来直接反演地壳深部的等效黏滞系数. 由 GRACE 卫星获得的重力时变场为研究岩石流变结构提供了新的观测途径. 本文利用 GRACE 卫星 Release-04 数据获取大尺度的苏门答腊 $M_w9.3$ 地震的同震和震后重力变化, 并利用自重力、黏弹性平面分层地球模型模拟同震及震后重力变化, 依据模拟值与 GRACE 观测值的符合程度, 探讨苏门答腊区域的黏滞性系数, 并结合区域构造特点讨论黏滞性系数的影响因素.

1 GRACE 数据处理

地球重力位的球谐函数展开式是研究地球重力场各种量的基础^[21-25]. 自 2002 年 3 月以来, GRACE 卫星已经积累了多年的观测资料. 美国德克萨斯大学空间研究中心(CSR)、美国喷气动力实验室(Jet

Propulsion Laboratory, JPL) 和德国地学中心 (GeoForschungsZentrum, GFZ) 每月对外公布全球重力位的球谐函数展开式表达的全球卫星重力场模型.

本研究使用的是 CSR 发布的 Release-04 数据解, 为 60 阶次的正则化每月球谱系数. 该版本与之前的版本比较, 主要的改进在于: 使用了新的背景重力模型 GIF22a, 新的日、半日周期的海洋潮汐模型 FES2004^[26], 以及更新后的基于 IERS2003^[27] 的固体地球极潮模型; 并用基于卫星测高数据的自洽均衡模型 SCEQ^[28] 来模拟海洋极潮的影响. 详细的 Release-04 数据处理标准见 Bettadpur^[29,30]. 大气和海洋的混淆产物没有被加回 GRACE 重力场, 因此它们的影响大都被从 GRACE 重力场中去除.

由重力位函数的导数可确定全球一定密度网格点的每月地球重力, 在此基础上分析卫星重力的时变. 地球重力位的精度与球谐系数 (C_{lm} ; S_{lm}) 的精度和空间分辨率有关, l 和 m 分别为球谐系数的阶和次; 而空间分辨率与最大阶数 l_{max} 有关, l_{max} 越大分辨率越高. 目前高阶项的系数 (C_{lm} ; S_{lm}) 通常噪声水平较高, 重力场模型中的高频噪音信号很多, 主要有与卫星轨道有关的条纹信号. 众所周知, 由于信号的减弱, GRACE 卫星观测的仅仅是低频重力变化, 高频信号的精确性是非常低的. 在实际应用当中, 需要利用滤波器来减弱信号中高频部分的误差. 大量的研究表明, 高斯滤波^[21,31] 是分析卫星重力数据简单而实用, 且应用最普遍的滤波方法. 近年来, 从事卫星重力技术及其应用的研究者设计、发展了各自的滤波器或方法, 例如: 非各向同性高斯滤波器^[32]、最优化滤波^[33]、去相关滤波器+高斯滤波^[34]、维纳最优滤波^[35]、扇形滤波^[36] 以及小波分析方法. 随着方法的改进, 滤波结果的空间分辨率获得提高, 可以区分出一些局部的变形信号, 也就是获得的高频变形信号增多; 同时, 不同滤波方法平滑结果的大小和空间分布会有所区别^[7].

本文的目标是利用大尺度的 GRACE 卫星重力时变场和自重力、黏弹性平面分层地球模型来粗略地估计并讨论苏门答腊-安达曼地区的黏滞性结构. 由于 CSR Release-04 数据仅含小于 60 阶次的位模型, 它所含有的最有效地球物理信息是空间半径为 500 km 以上的范围, 去掉地表面的高频扰动之后, 正好对应于地幔的深度. 一般说来, 滤波半径越小, 其结果越反映局部变形的高频信息; 滤波半径越大, 其结

果越反映大范围, 地球深部的构造信息^[37]. 我们的目的是讨论深度大于 60 km 的地幔黏滞性结构, 因此, 采用平滑半径为 500 km 的高斯滤波是恰当的. 在理论计算中, 将计算结果与观测值比较时, 也需要应用同样的滤波器获得相同空间分辨率的平滑结果.

2 苏门答腊 M_w 9.3 地震同震及震后重力变化

2004 年 M_w 9.3 地震发生以来, 积累了多年的 GRACE 卫星重力资料. 为了观测其同震及震后重力场演化, 选取 2004 年 1 月至 11 月的平均重力场作为比较的基准, 将 2005 年至 2008 年的平均重力场与其进行差分获得相对重力变化, 计算时不采用地震发生的 2004 年 12 月份的数据. 这种平均重力场可以有效地压制降水等周期性季节变化引起的重力变化信号. 图 2 为经纬度范围为 (10°S~20°N, 80°~110°E) 的地球重力场变化, 为与模拟值一致, 计算网格为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$.

苏门答腊 M_w 9.3 地震前后的平均重力场变化(图 2) 显示, 地震破裂东侧巽他海沟以东的安达曼海区域的重力下降显著, 最大幅度达到 $-9 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 而在地震破裂西侧巽他海沟以西有一个范围较窄的重力上升带, 上升最大幅度为 $6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 上升带西侧有一个重力下降幅度最大为 $-2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ 的重力下

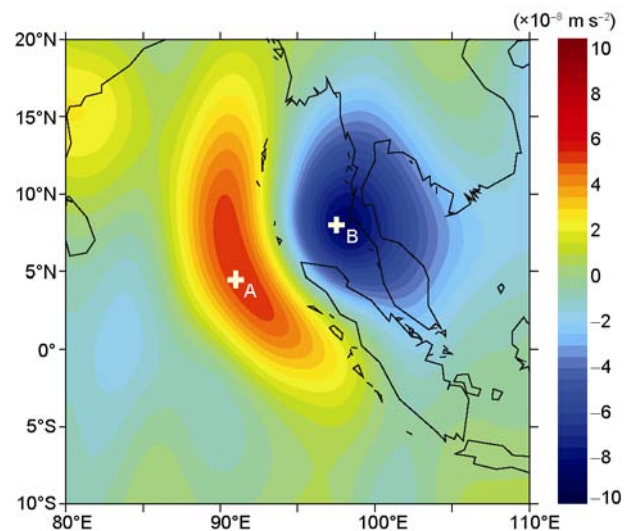


图 2 苏门答腊 M_w 9.3 地震前后重力场变化
2005~2008 年平均重力场相对于 2004 年平均重力场变化, 500 km 高斯滤波

降区域.

为了更清楚地了解该地震引起的同震和震后重力变化,在断层上下两盘,重力变化较大的区域各选取一个点 A(4.5°N, 91.5°E)和 B(7.5°N, 97.0°E),利用 2003 年 1 月至 2008 年 12 月(缺少 2003 年 6 月,去除 2004 年 12 月的资料)的 70 个月的 GRACE 卫星重力模型,在经 500 km 的高斯滤波器滤波后,获取这两个点的重力变化时间序列.

在变形较大的主震附近选取有代表性的点来研究区域震后变形是目前通用的方法^[6,7,8].这是因为这个区域的震后变形信号最强,而背景噪声与地点关系不大;故此,选取这些点能获得信噪比最高的变形信息.另外,点位的变形信号本身是利用半径为 500 km 的高斯滤波器平滑后的结果,已经能代表一定区域的变形状态及其变化.苏门答腊地震为俯冲型板块边界大地震,其地震变形在断层两侧形成正负分区,而不同于走滑型地震的四象限分布.在物理机制上,由于为同一震源模型引起,所以同侧不同位置的变形趋势是属于同一模式的.

时间序列(图 3)显示苏门答腊地震在破裂带两侧产生的上升和下降重力阶变非常明显,尤其是在下沉区域(B 点)达到约 $-9 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ 比上升区域(A 点)的约 $2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ 要大很多. B 点重力变化的趋势在地震前和地震后一直到 2008 年 12 月是基本一致的,而 A 点的变化趋势在地震前后有着较大的差异,由震前的趋势下降变为以较快速率上升,但在 2007 年 9~10 月份后其变化趋势又发生改变.

3 $M_w 9.3$ 地震同震及震后重力变化模拟

本文使用 Wang 等^[38]的 PSGRN/PSCMP 程序来模拟苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震的同震及震后的变形.该程序使用传播算法来计算谱格林函数,并通过在快速 FFT 变换中使用反混淆技术来获取空间域的格林函

数,计算黏弹性岩体震后变形.该程序把地震的破裂面离散成许多离散的点位错,通过线性叠加的方法计算同震及震后变形^[38].PSGRN/PSCMP 程序可以对 Burgers 体、Maxwell 体和弹性体等介质本构关系进行计算.本计算中的黏性层采用 Maxwell 体,地球分层及参数选取(见表 1)参考 IASP91 标准模型^[39]和 Pollitz 等^[10,11]所采用的模型(简称为模型 1).

PSGRN/PSCMP 程序计算的是海底或地表的同震及震后变形,计算海底变形时考虑了海水的影响,为了和 GRACE 观测到的空间固定点的重力进行比较,利用地面重力变化和空间固定点重力变化的关系^[40],将模拟的重力变化转换到空间固定点,而后与观测值一样采用 500 km 的高斯滤波器进行平滑处理,获得可以与 GRACE 观测值相比较的重力变化模拟值.

模拟计算最初尝试了 Han 等^[4]中用到的由 Chen Ji 提供的地震模型和 Hoechner 等^[5]利用 GPS 反演获得的模型.从模拟的同震重力变化来看,两个模型计算结果的大小和空间分布非常一致,但是利用 Chen Ji 模型计算的重力变化值要略小于用 Hoechner 等模型获得的结果,与 GRACE 观测值偏离略大一些.震后的调整可能由多种机制共同作用引起,并且震后一段时期内地震断层持续余滑在震后变形过程中起主导作用,尤其是震后前 3 个月影响较大,尔后快速衰减^[14].地震波形反演的断层滑动模型,由于波形数据的筛选和截取会舍去含有的部分信息,而且属于瞬时的地震同震断层活动模型. GPS 反演的模型所使用的是地震前后各几天至十几天的 GPS 观测数据^[5,41],包含有更长时间的震后余滑影响,当然它包含的震后黏弹性松弛以外的其它震后变形机制的影响也是有限的.正是因为考虑到这些,本文的研究最终选取了 Hoechner 等^[5]利用 GPS 反演获得的模型.

图 3 为利用黏弹性分层模型计算的 A 和 B 点的卫星重力变化时间序列模拟值与实测值的比较.模拟的同震重力变化与 GRACE 观测值非常一致,下盘

表 1 苏门答腊-安达曼地区地球分层模型(模型 1)

分层数	分层厚度 (km)	每层 P 波速度 (km s^{-1})	每层 S 波速度 (km s^{-1})	地壳密度 (kg m^{-3})	介质
1	0~30	6.35	3.66	2820.0	弹性体
2	30~60	8.00	4.47	3350.0	
3	60~200	8.17	4.51	3400.0	
4	200~∞	11.00	6.00	4400.0	Maxwell 体

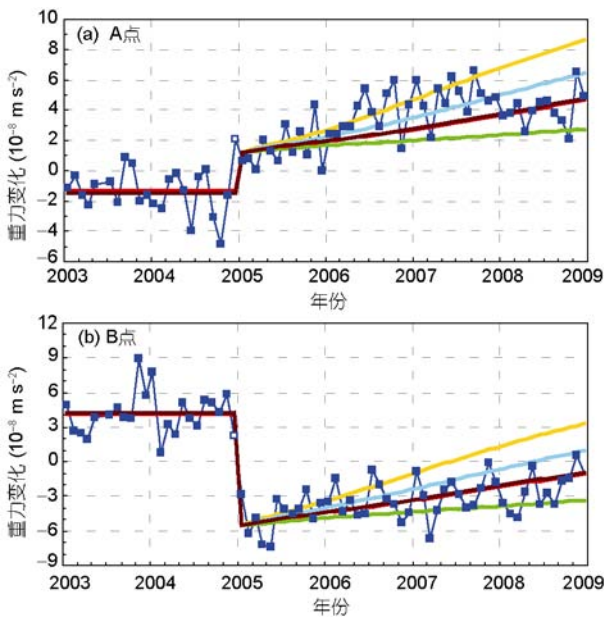


图3 黏弹性分层模型 1 计算结果与点位时间序列比较

绿色曲线 η 为 2.0×10^{18} Pa s, 紫色和红色 1.0×10^{18} Pa s, 淡蓝色 7.0×10^{17} Pa s, 黄色 5.0×10^{17} Pa s; 紫色为加入 $M_w 8.7$ 地震模型后的结果

重力上升最大幅度约为 $2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 东侧的上盘重力下降最大达到 $-9.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 震后重力变化的模拟显示, 该区域的黏滞性系数在 $5.0 \times 10^{17} \sim 2.0 \times 10^{18}$ Pa s 之间. 海洋侧的下盘 A 点的重力变化与用较小的黏滞性系数计算的模拟值符合较好, 尤其是在 2007 年 9 月以前符合很好; 陆地侧的上盘的 GRACE 观测值在前一年多的变化与用较小一点的黏滞性系数模拟的结果也较为符合, 但从时间为 4 年的总体重力变化的符合上, 还是利用黏滞性系数较大的模拟为好.

为了定量判断不同黏滞性系数模拟的理论重力变化值与 GRACE 观测值的符合程度, 计算震后重力变化的模拟值与 GRACE 观测值的均方根(RMS)来检验:

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N |\Delta g_{obs}^i - \Delta g_{cal}^i|^2}{N}} \quad (1)$$

表 2 是利用公式 1 计算的理论模拟值与 GRACE 观测值之间比较的均方根 RMS, 结果与对图 3 的直观认识是一致的. 下盘 A 点当 $\eta = 7 \times 10^{17}$ Pa s 时, RMS 值最小, 为 $8.73 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$; 而上盘 B 点当 $\eta = 1 \times 10^{18}$ Pa s 时, RMS 值最小为 $8.78 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 当综合考虑 A 点和 B 点时, 符合得最好的是黏滞性系数为 1×10^{18} Pa s 时的结果, 此时的 RMS 值最小为 $12.5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$.

表 2 模拟值与 GRACE 观测值的比较(RMS)

η 值 (Pa s)	A 点 ($1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$)	B 点 ($1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$)	A 点+B 点 ($1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$)
5.0×10^{17}	12.12	18.51	21.66
7.0×10^{17}	8.73	11.84	14.54
1.0×10^{18}	8.90	8.78	12.50
2.0×10^{18}	12.33	10.14	15.90

上面用到的 Hoechner 等^[5]利用 GPS 反演获得的模型不包括 2005 年 3 月 28 日的 $M_w 8.7$ 地震的断层滑动, 考虑到这个地震对模拟计算结果可能会产生影响, 我们把 USGS 公布的 $M_w 8.7$ 地震的滑动分布叠加到所用的计算模型中, 由于两次地震相隔仅约 3 个月, 所以把它们统一归到 2004 年 12 月 26 日. 模拟结果显示, 加入 $M_w 8.7$ 地震模型后震后的重力变化没有大的改变, 仅仅对断层两侧的同震重力变化产生较小的影响, 使得西侧重力变化增大 $0.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ 、东侧减小 $0.2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 图 3 中的紫色曲线是加入 $M_w 8.7$ 地震模型后黏滞性系数为 1×10^{18} Pa s 的结果, 可以看出与加入该模型前的结果(红色曲线)差别很小, 两条曲线几乎重合. 而这两个大地震以南 2007 年 9 月 12 日发生的 $M_w 7.9$ 和 $M_w 8.4$ 两次强余震的影响则要更小.

参考 Pollitz 等^[10,11]的研究结果, 模拟选取弹性层厚度为 60 km, 为了探测弹性层厚度的选取对反演结果的影响, 把表 1 中的弹性层厚度改为 50 km, 弹性的第 2 层深度变为 30~50 km, 其他所有的参数不变, 该地球分层模型简称为模型 2, 利用加入 $M_w 8.7$ 地震模型后的断层滑动模型获得了同震及震后重力变化. 图 4 为利用模型 1 和模型 2 计算的同震及震后重力变化, 及它们与实际观测值的比较, 空间分辨率仍然是 500 km. 弹性层厚度改变后对同震重力变化产生了一些影响, 50 km 厚度时 A 和 B 点的同震重力绝对变化量相对 60 km 时分别增大 0.2×10^{-8} 和 $0.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 对于震后重力变化, 当选取的黏滞性系数相同时, 弹性层较浅时其震后变化速率相应的增大; 而且随着选取的黏滞性系数减小, 这种变化速率的增加越大. 尽管如此, 从图 4 可以看出, 反演的黏滞性系数仍然在 1×10^{18} Pa s 的量级. 40 km 厚的弹性层结果也证实了上述认识, 为使图形清晰, 我们没有在图 4 中绘制其模拟结果.

利用黏滞性系数为 1×10^{18} Pa s 时的地球模型 1 和 Hoechner 等的模型加入 $M_w 8.7$ 地震模型后的断层

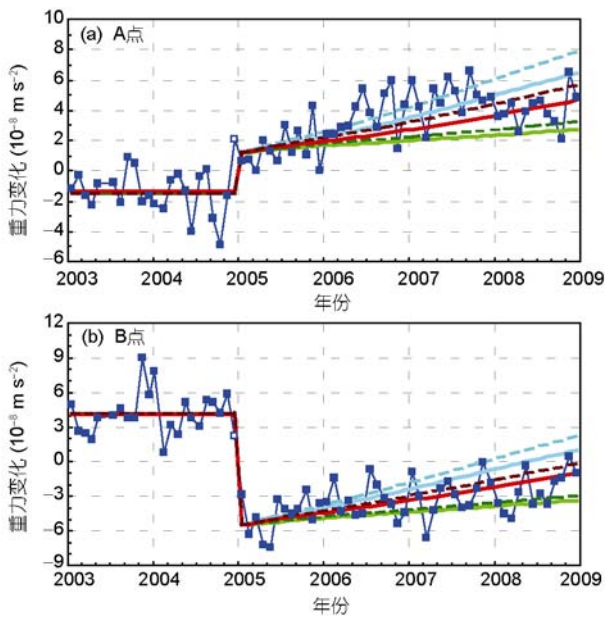


图4 模型1、模型2计算结果、重力时间序列比较

绿色曲线 η 为 2.0×10^{18} Pa s, 红色和紫色 1.0×10^{18} Pa s, 淡蓝色 7.0×10^{17} Pa s; 实线和虚线分别为模型1和模型2结果

滑动分布, 模拟得到苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震(包含 $M_w 8.7$ 地震)的同震及震后重力场变化(图 5), 采用 500 km 高斯滤波. 图 5(a)为模拟的苏门答腊 $M_w 9.3$ 同震空间固定点的重力变化, 断层东侧下降最大值约为 $-9.5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 西侧上升最大值约为 $2.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$; 与 GRACE 观测到的结果基本一致. 在重力上升的西南侧区域的重力变化也是下降的, 但量值比观测值要小一些. 图 5(b)~(e)分别为震后第1年~第4年的重力变化, 其中包含同震重力变化. 可以看出震后的黏滞性松弛使得这一地区的重力处于上升的过程中, 这与 GRACE 观测到的结果在变化趋势上是一致的, 只是模拟量变化的速率要小于观测值. 在震后第4年时的断层下盘重力上升最大达 $6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 断层上盘重力下降最大为 $-6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 从时间序列上看这个结果和观测值是符合的. 但 2006 年和 2007 年的模拟重力变化与 GRACE 观测相比下盘的重力上升幅度是偏小的.

4 讨论

GRACE 卫星观测到的同震重力变化约为 $-9 \times 10^{-8} \sim 2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$, 平面、自重力、黏弹性分层模型计算的同震卫星重力变化为 $-9.5 \times 10^{-8} \sim 2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$,

模拟值与观测值的最大、最小值和空间分布是基本一致. 虽然采用的是 500 km 的高斯滤波器, 但观测结果的最大、最小值及重力变化空间上的分布特点与其他学者^[12]的结果是一致的, 模拟的同震变化与 Linage 等^[12]用自重力、弹性球状分层地球模型模拟的结果在分布形态、和最大、最小值的位置等方面是非常一致的. 海洋侧下盘的同震重力上升幅度较小, 主要是受海水的影响, 这一点由利用黏弹性分层模型模拟的空间固定点同震重力变化得到证实. 模拟的震后重力变化与 GRACE 观测值在变化趋势上是一致的, 震后变形基本上由震后的黏弹性松弛获得解释.

在 2006 年初至 2007 年底的时段, 断层下盘的重力上升幅度与观测值比是偏小的, 这可能与这一地区在 2004 年 $M_w 9.3$ 和 2005 年 $M_w 8.7$ 地震后断层持续破裂滑动有关, 该地区的强余震、特别是 7 级以上强余震频发也表明主震后该地区断层仍持续破裂. 2005 年 3 月 28 日的 $M_w 8.7$ 地震如果作为一个独立的事件考虑, 其引起的同震及震后变形是非常之大的, 虽然与主震相比其影响要小很多, 但理论上应该仍比较显著. 而利用位错理论计算的结果(图 3)表明 $M_w 8.7$ 地震对 A 和 B 点的影响是非常小的, 小于 5% 的量值. 其原因在于, $M_w 8.7$ 级地震与主震在能量释放上相差约 8 倍, 其发震位置和主震之间有一定的空间距离, 发震时间离主震较近, 由于 GRACE 观测的为中长波地球重力场部分, 本文获得的是经过半径为 500 km 的高斯滤波器平滑后的结果, 故此 $M_w 8.7$ 地震引起的低频变形信息淹没在主震产生的变形中, 难以区分开来, 而且影响较小. 2007 年的 $M_w 7.9$ 和 $M_w 8.4$ 地震从能量上均较小, 与 $M_w 9.3$ 地震的距离也更远, 理论计算上其影响也应该较 $M_w 8.7$ 地震的小很多. 而且 2007 年两次地震发生的时间在 $M_w 9.3$ 地震后的 2~3 年间, 处于黏滞性衰减已经达到信噪比较低的时间段. 总之, 从位错理论上计算这些余震难以对结果产生数量级上的影响. 但如引言中所述, 震后变形的作用机制主要有三种, 除黏弹性松弛外, 还有震后余滑和孔隙流体调整, 本文研究的为大时-空尺度的卫星重力资料, 难以讨论这三种机制所起的作用, 而且现有的震后变形理论模型也难以同时考虑加入余滑和空隙流体调整的作用. 同时, 卫星观测的重力除了受地震活动影响外, 还有海洋、大气及全球构造运动的扰动影响. 本文得到的是一个较为初步的结果, 随着观测资料的积累、增加以及震后变形理论的发展, 将

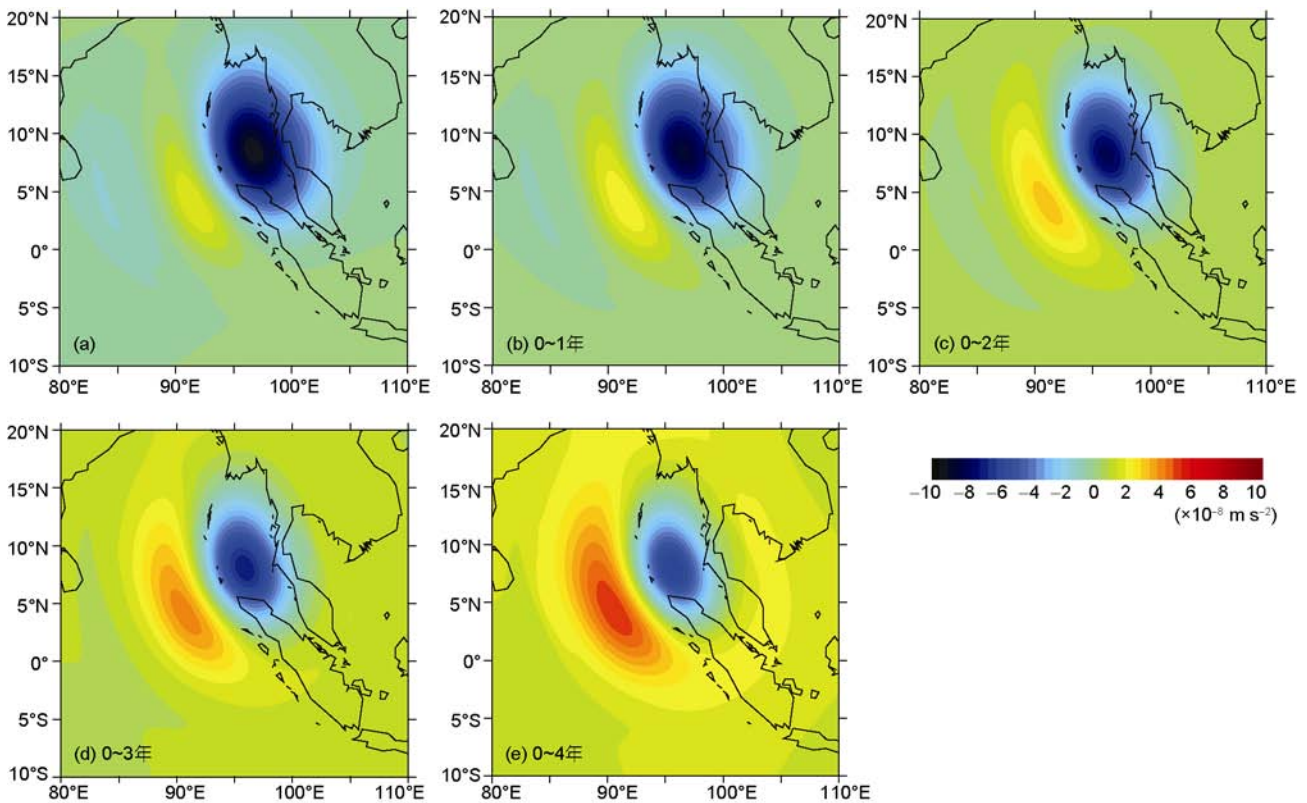


图5 模型1模拟的苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震同震及震后空间固定点重力变化

(a) 同震重力变化; (b)~(e) 震后 1~4 年的重力变化, $\eta=1 \times 10^{18}$ Pa s

可以更加深入地研究本文的问题,这也是我们今后将要开展的工作。

Hirth 和 Kohlstedt^[42]指出,根据实验室的资料计算,在海洋上地幔温压条件下,黏滞性系数应该在 1×10^{19} Pa s 量级左右,在俯冲带附近甚至会更低,本文利用 GRACE 重力资料拟合得到的结果为 1×10^{18} Pa s 量级与之大体吻合。小尺度的实验室岩石流变实验难以全面考虑构造的多样性和影响流变结构的复杂因素,其计算方法中包含多种不确定性,包括岩性、温度、应变速率、从实验室速率外推到地质变形速率等诸多因素对确定等效黏滞系数的影响,其不确定性可以达到一个数量级^[43,44],因此往往需要多种方法旁证。Tanaka 等^[45]从谱元法模拟认为 Sumatra 地区软流层黏滞系数为 10^{19} Pa s 量级,而 Cannelli 等^[46]根据重力研究则认为该区软流层黏滞系数低于 10^{18} Pa s。我们的结果介于它们二者之间。因此本研究的结果与实验室岩石流变实验结果考虑温度和应变速率的影响后是基本符合的,与其他研究者根据

Sumatra 同震效应得到的结果也是吻合的。从模拟的重力变化与 GRACE 观测值的比较中(图 3)不难看出应变速率对黏滞性系数的影响,在地震破裂较短的时间内,因为应变速率较大,所以等效黏滞性系数较小才能模拟符合观测值,而随着时间的积累,则较大的黏滞性系数计算的模拟值与观测值符合得更好^[43,44]。

断层破裂的两侧存在壳幔结构的横向不均匀性,西侧为较薄、形成年代较新的海洋地壳,东边的陆地侧形成年代较老,地壳较厚。由于温度、岩性、承受压力上的差异,海洋板块地幔的黏滞性系数一般较大陆地幔的黏滞性系数要小^[47]。本文结果显示的断层两侧重力变化速率的不一致,也体现了两侧流变结构的差异,海洋侧需要较小的黏滞性系数才能使得模拟的重力震后变化与 GRACE 观测值一致,而陆地侧需要的黏滞性系数则稍大一些。本文的地球分层模型中黏滞性层为 60 km 以下,这个深度应该接近该区域的海洋岩流圈的顶部^[48],模型模拟的震后重

力变化表现的主要是震后中、上地幔强烈的黏滞性松弛, 断层两侧流变参数的差异体现的主要是地幔内热存在的影响. 而对于由中、上地幔物质密度变化引起的地表重力及空间固定点重力变化, 利用 500 km 的滤波器来获取大空间尺度的结果是非常合适的^[49].

估计岩石流变结构的方法除了理论方法和经典的岩石流变实验外, 利用野外观测资料来直接反演地壳深部的等效黏滞系数是重要的方法. 利用变形资料, 尤其是 GPS 观测的位移时间序列, 来反演区域的黏滞性系数是其中的一种途径. 已有很多学者进行了这方面的研究^[10,11,46,50,51]. GRACE 卫星提供的时变重力场为讨论岩石的流变结构提供了新的观测途径, 相对于位移等其他观测量, 只有重力是直接反映地球内部物质质量分布的物理量, 重力变化也是地震等事件后地球内部物质密度重新分布的最直接观测. 苏门答腊 $M_w 9.3$ 地震带来的强烈变形, 及震后黏滞性松弛, 为利用大空间尺度的 GRACE 卫星时变重力场反演区域黏滞性系数带来宝贵的观测资料. 基于这一点, 本文尝试了利用卫星重力变化时间序

列来反演苏门答腊区域的黏滞性结构, 并得到了合理的结果, 显示了这一途径可以在未来得到更多的应用.

5 结论

利用 GRACE 卫星观测资料计算了苏门答腊地震引起的重力变化, 在 500 km 高斯滤波的空间分辨率下同震重力变化约为 $-9 \times 10^{-8} \sim 2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$. 初次尝试了基于 GRACE 卫星重力时间序列对区域黏滞性系数的反演. 利用大空间尺度的 GRACE 卫星重力时间序列和自重力、黏弹性、平面分层模型粗略地反演了苏门答腊—安达曼地区的黏滞性系数, 认为该区域的黏滞性系数在 $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ 的量级, 并且断层两侧岩流圈存在流变参数的差异, 海洋一侧低于大陆一侧, 震后高应变率时黏滞系数偏低, 一、二年后应变速率降低而等效黏滞系数偏高. 应用大的逆掩地震同震和震后重力观测资料推断地幔黏滞系数是一种可行的方法, 有望今后得到更多的应用.

致谢 德国 GFZ 的汪荣江教授为本研究提供了 PSGRN/PSCMP 程序, 并在模型计算中给予指导; 中国地震局地震预测研究所顾国华研究员和邵志刚博士在 GRACE 数据处理和震后形变讨论中给予了帮助, 在此一并致谢. 非常感谢两位匿名审稿人的建设性意见和建议.

参考文献

- 1 马宗晋, 叶洪. 2004 年 12 月 26 日苏门答腊-安达曼大地震构造特征及地震海啸灾害. 地学前缘, 2005, 12: 281-287
- 2 Ammon C J, Chen J, Thio H, et al. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 2005, 308: 1133-1139
- 3 Tsai V C, Nettles M, Ekström G, et al. Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L17304, doi: 10.1029/2005GL023813
- 4 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
- 5 Hoechner A, Babeyko A Y, Sobolev S V. Enhanced GPS inversion technique applied to the 2004 Sumatra earthquake and tsunami. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L08310, doi: 10.1029/2007GL033133
- 6 Ogawa R, Heki K. GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L06313, doi: 10.1029/2007GL029340
- 7 Chen J L, Wilson C R, Tapley B D, et al. GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L13302, doi: 10.1029/2007GL030356
- 8 Panet I, Mikhailov V, Diament M, et al. Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophys J Int*, 2007, 171: 177-190
- 9 Sun W, Okubo S. Co-seismic deformations detectable by satellite gravity missions—A case study of Alaska (1964, 2002) and Hokkaido (2003) earthquakes in the spectral domain. *J Geophys Res*, 2004, 109: B04405, doi: 10.1029/2003JB002554
- 10 Pollitz F F, Bürgmann R, Banerjee P. Postseismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophys J Int*, 2006, 167: 397-420
- 11 Pollitz F F, Banerjee P, Grijalva K, et al. Effect of 3-D viscoelastic structure on post-seismic relaxation from the 2004 $M=9.2$ Sumatra

- earthquake. *Geophys J Int*, 2008, 173: 189–204
- 12 de Linage C, Rivera L, Hinderer J, et al. Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. *Geophys J Int*, 2009, 176: 695–714
 - 13 Scholz C H, Molnar P, Johnson T. Detailed studies of the frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanisms. *J Geophys Res*, 1972, 77: 6392–6406
 - 14 Sheu S Y, Shieh C F. Viscoelastic-afterslip concurrence: A possible mechanism in the early post-seismic deformation of the M_w 7.6, Chi-Chi (Taiwan) earthquake. *Geophys J Int*, 2004, 159: 1112–1124
 - 15 Deng J, Gurnis M, Kanamori H, et al. Viscoelastic low in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake. *Science*, 1998, 282: 1689–1692
 - 16 Árnadóttir T, Jónsson S, Pollitz F F, et al. Postseismic deformation following the June 2000 earthquake sequence in the south Iceland seismic zone. *J Geophys Res*, 2005, 110: B12308, doi: 10.1029/2005JB003701
 - 17 Melosh H, Raefsky A. The dynamic origin of subduction zone topography. *Geophys J R Astr Soc*, 1980, 60: 8441–8451
 - 18 Lorenzo M F, Roth F, Wang R. Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile. *Geophys J Int*, 2006, 164: 75–87
 - 19 Jonsson S, Segall P, Pedersen R, et al. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, 2003, 424: 179–183
 - 20 Masterlark T, Wang H F. Transient Stress-Coupling Between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, Earthquakes. *Bull Seism Soc Am*, 2003, 92: 1470–1486
 - 21 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
 - 22 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
 - 23 Chen J L, Wilson C R, Famiglietti J S, et al. Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *J Geophys Res*, 2005, 110: B08408, doi: 10.1029/2004JB003536
 - 24 Fantino E, Casotto S. Methods of harmonic synthesis for global geopotential models and their first-, second-, and third-order gradients. *J Geod*, 2009, 83: 595–619
 - 25 Franz B. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Technical Report. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2009
 - 26 Lyard F, Lefevre F, Letellier T, et al. Modelling the global ocean tides: Insights from FES2004. *Ocean Dyn*, 2006, 56: 394–415
 - 27 McCarthy D D, Petit G. IERS Conventions (2003). IERS Technical Note No. 32, Bundesamts für Kartogr und Geod, Frankfurt, Germany. 2003
 - 28 Desai S D. Observing the pole tide with satellite altimetry. *J Geophys Res*, 2002, 107: 3186, doi: 10.1029/2001JC001224
 - 29 Bettadpur S. Gravity Recovery and Climate Experiment Level-2 gravity field product user handbook. Center for Space Research, Austin, Texas, 2007. Rep. GRACE 327–734
 - 30 Bettadpur S. CSR Level-2 processing standards document for product release 04. Center for Space Research, Austin, Texas, 2007. Rep. GRACE 327–742
 - 31 Jekeli C. Alternative methods to smooth the Earth's gravity field. Technical Report. Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University. 1981
 - 32 Han S C, Shum C K, Jekeli C, et al. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement. *Geophys J Int*, 2005, 163: 18–25
 - 33 Chen J L, Wilson C R, Seo K W. Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *J Geophys Res*, 2006, 111: B06408, doi: 10.1029/2005JB004064
 - 34 Swenson S, Wahr J. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L08402, doi: 10.1029/2005GL025285
 - 35 Sasgen I, Martinez Z, Fleming K. Wiener optimal filtering of GRACE data. *Stud Geophys Geod*, 2006, 50: 499–508
 - 36 Zhang Z Z, Chao B F, Lu Y, et al. An effective filtering for GRACE time-variable gravity: Fan filter. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L17311, doi: 10.1029/2009GL039459
 - 37 Chen J L, Wilson C R, Famiglietti J S, et al. Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable

- gravity observations. *J Geophys Res*, 2005, 110: B08408, doi: 10.1029/2004JB003536
- 38 Wang R, Lorenzo-Martin F, Roth F. PSGRN/PSCMP—A new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. *Comput Geosci*, 2006, 32: 527–541
- 39 Kennett B L N, Engdahl E R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, 1991, 105: 429–465
- 40 Sun W, Okubo S, Fu G, et al. General formulations of global co-seismic deformations caused by an arbitrary dislocation in a spherically symmetric Earth model—Applicable to deformed Earth surface and space-fixed point. *Geophys J Int*, 2009, 177: 817–833
- 41 Banerjee P, Pollitz F, Nagarajan B, et al. Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets. *Bull Seism Soc Am*, 2007, 97: S86–S102
- 42 Hirth G, Kohlstedt D L. Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A view from the Experimentalists. In: Eiler J, ed. *Inside the Subduction Factory*. AGU Monograph, 2003, 138: 83–105
- 43 石耀霖, 曹建玲. 中国大陆岩石圈等效黏滞系数的计算和讨论. *地学前缘*, 2008, 15: 82–95
- 44 张晁军, 曹建玲, 石耀霖. 从震后形变探讨青藏高原下地壳黏滞系数. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1250–1257
- 45 Tanaka Y, Klemann V, Fleming K, et al. Spectral finite element approach to postseismic deformation in a viscoelastic self-gravitating spherical Earth. *Geophys J Int*, 2009, 176: 715–739
- 46 Cannelli V, Melini D, Piersanti A, et al. Postseismic signature of the 2004 Sumatra earthquake on low-degree gravity harmonics. *J Geophys Res*, 2008, 113: B12414, doi: 10.1029/2007JB005296
- 47 Čadež O, Fleitout L. Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography. *Geophys J Int*, 2003, 152: 566–580
- 48 Gaherty J, Jordan T, Gee L. Seismic structure of the upper mantle in a central Pacific corridor. *J Geophys Res*, 1996, 101: 22291–22309
- 49 傅容珊, 常筱华, 黄建华, 等. 区域重力异常与上地幔小尺度对流模型. *地球物理学报*, 1994, 37(增刊): 249–258
- 50 Ryder I, Parsons B, Wright T J, et al. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modeling. *Geophys J Int*, 2007, 169: 1009–1027
- 51 Shen Z K, Zeng Y, Wang M, et al. Postseismic deformation modeling of the 2001 Kokoxili earthquake, western China. *Geophys Res Abs*, 2003, 5: 07840