

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СПУТНИКОВОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ

С.Н. Яшкин (МИИГАиК)

В 1959 г. окончил физико-математический факультет Николаевского педагогического института, а в 1966 г. — геодезический факультет МИИГАиК по специальности «астрономогеодезия». После окончания института до настоящего времени работает на кафедре астрономии и космической геодезии МИИГАиК. Профессор, доктор технических наук.

Запуск первого искусственного спутника Земли (ИСЗ) в октябре 1957 г. в СССР произвел революцию во многих сферах науки и техники. Особенно разительные перемены принесло это событие в геодезию. В самом деле, запуск второго ИСЗ в ноябре 1957 г. и его высокоточные наблюдения камерой «Бейкер-Нанн» (США) позволили по регрессии долготы восходящего узла Ω в течение трех месяцев наблюдений (декабрь 1957 г. — февраль 1958 г.) получить величину динамического сжатия Земли на порядок точнее, чем за 300-летнюю историю высокоточных триангуляционных наблюдений. Заметим, что она оказалась равной сжатию национального референц-эллипсоида Красовского, т. е. $\alpha = 1/289,3$. Далее последовало бурное развитие геометрических методов космической геодезии, которые, в последствии, позволили достичь революционных изменений в геодезических измерениях, а именно:

- создать высокоточный космический каркас сетей со сторонами в несколько тысяч километров и с относительными ошибками, недоступными классическим средствам измерений;

- развернуть и использовать глобальные навигацион-

ные спутниковые системы GPS и ГЛОНАСС для решения геодезических задач.

Затем, в 1980-е гг., доминировали динамические методы космической геодезии по абсолютным определениям моделей гравитационного поля Земли. Это SE I–IV модели Смитсоновской астрофизической обсерватории (США), GEM 1–10L2 модели Центра космических полетов им. Годдарда (США) и GRIM I–IV модели Европейского космического агентства.

В этих моделях по возмущениям в движении ИСЗ определялись коэффициенты гармоник S_{lm} и C_{lm} до степени и порядка примерно $l = m = 30$.

Дальнейшее изучение геопотенциала общим динамическим методом по абсолютным определениям коэффициентов более высоких гармоник затормозилось не столько точностью измерений, сколько проблемой сепарации (разделения влияния) гармоник.

Частично проблему пытались решать с привлечением специально запускаемых резонансных ИСЗ, и были определены отдельные гармоники примерно до $l = m \approx 50$. Но этот подход оказался весьма затратным и давал, хотя и высокую точность, но позволял определять лишь отдельные высокие гармоники.

Следующим прорывом в изу-

чении тонкой структуры гравитационного поля Земли явилась спутниковая альтиметрия (спутниковое нивелирование), которая позволила получать профили геоида в акватории Мирового океана. Но, очевидно, точность в 20–30 см является предельной для этого метода, так как волнения океана, ветровые нагоны и трудно учитываемые лунно-солнечные приливы в районах островных дуг, на шельфах материков и получения профиля геоида на территории материков, не позволят хотя бы на порядок увеличить точность получения профилей геоида.

А вместе с тем, в первую очередь, геодезия, геофизика, океанография, геотектоника и другие науки, опирающиеся на знание гравитационного поля Земли, требуют гораздо более высокой точности, а именно [1]:

- разрешения гравитационного поля $l = m > 200$, а длины волн геоида < 200 км;

- точности аномального геопотенциала 2–3 мГала;

- ошибки при определении высот геоида 2–3 см.

Гравитационное поле Земли традиционно принято описывать сферическими функциями, числовыми характеристиками которых являются коэффициенты гармоник сферических функций S_{lm} и C_{lm} , где нижние

индексы l и m характеризуют степень и порядок гармоники. Отметим, что индексы l и m могут приблизительно характеризовать длины волн геоида:

$$\lambda \approx 360^\circ/l = m.$$

Соотношения длин волн геоида с порядком и степенью приведены в таблице.

Отметим, что при априорной оценке точности обсуждались степени и порядки $l = m \approx 50$, а в научной печати рассматривались и более высокие степени и порядки ($l = m \approx 1000$), что соответствует длинам волн геоида примерно 70 и 40 км.

Используя методики априорной оценки точности градиентометрических измерений, можно получить оценки таких измерений. Результаты такой работы рассматриваются в [2]. Опуская технические подробности выполненной априорной оценки возможностей градиентометрических измерений, остановимся на анализе графиков, полученных в [2].

Обратимся к рис. 1, который представляет собой средние квадратические ошибки (СКО), отнесенные к определяемой величине (относительные ошибки). На вертикальной оси отложена логарифмическая шкала относительных ошибок в процентном выражении. Вверху величина 100% соответствует случаю, когда СКО по величинам равняются абсолютным значениям определяемых величин. На горизонтальной оси отложены номера коэффициентов гармоник от $l = 2$ до $l = m = 360$.

Первая кривая (зеленого цвета) соответствует определениям коэффициентов гармоник геопотенциала общим динамическим методом (абсолютные определения модели геопотенциала по возмущениям в движении ИСЗ) модели GEM-T1. Эта кривая показывает, что низкие гармоники, начиная с $l = 2$, определяются

Значения соотношений длин волн геоида с порядком и степенью гармоник

Параметры волны	Длинные	Средние	Короткие	Сверхкороткие
Длина волны, км	>8000	>1000	>200	200
Степень и порядок, $l = m$	<5	<36	<200	более 200
Средняя аномалия М (на высоте ИСЗ)	>10°	>5°	>1°	менее 1°

этим методом с наименьшими ошибками, но с ростом номеров гармоник (l и m) величины ошибок весьма быстро увеличиваются и, где-то с l и m более 30-го порядка, ошибки сравниваются с определяемыми величинами коэффициентов гармоник. Заметим, что проблема падения точности при определении гармоник не является единственной.

Другая немаловажная проблема — сепарация гармоник снижает возможную границу определений гармоник до l и m менее 30.

Вторая кривая (фиолетового цвета) соответствует определениям в системе «спутник-спутник» (SST) (спутники близкруговые $e = 0,001$ с высотой над поверхностью Земли $h = 160$ км, определения скорости r принято со СКО $\sigma_r = 10^{-8} \text{ мс}^{-2}$). Как видно из графика, система «спутник-спутник» реагируют только на гармоники порядка и степени l и m около 100-й. Рассматриваемая кривая, которая соответствует измерениям в системе «спутник-спутник», пересекает третью кривую около 130 гармоники, и ошибки сравниваются с величинами определяемых величин выше 260 гармоники.

Третья кривая (красного цвета) соответствует определениям с градиентометром на борту (точность измерений $\sigma_g = 10^{-2} \text{ EV} = 10^{-11} \text{ мс}^{-2}$), и относительная точность при определении гармоник в этом случае имеет довольно сложное поведение. Относительная точность

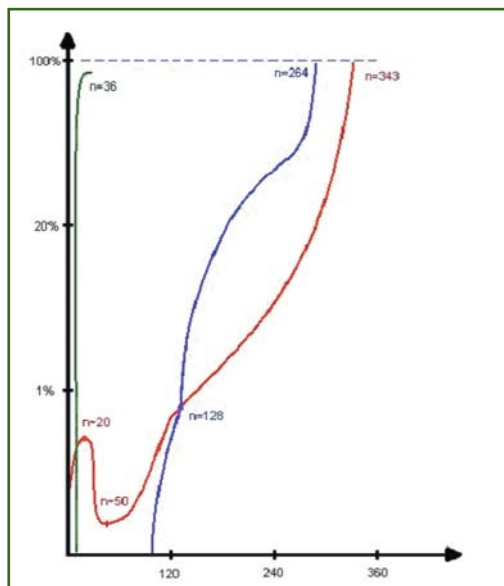


Рис. 1
Сравнение СКО коэффициентов гармоник для GEM-T1, градиента и SST

при определении низких гармоник ($l = m \leq 20$), хотя и ниже общего динамического метода, но для гармоник ($l = m \geq 20$) точность растет до $l = m \approx 50$, а далее уменьшается почти линейным образом, и величины ошибок сравниваются с величинами коэффициентов гармоник при $l = m \approx 340$.

График априорной оценки точности абсолютных и относительных (градиентометрических) определений позволяет сделать следующие выводы.

Абсолютные и относительные определения коэффициентов гармоник геопотенциала прекрасно дополняют друг друга:

— низкие гармоники наиболее уверенно определяются общим динамическим методом;

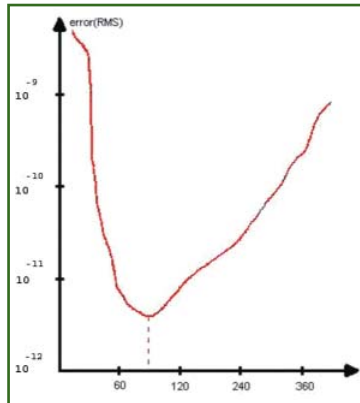


Рис. 2
График зависимости случайной средней квадратической ошибки от соотношения $l = m$

— начиная с 30-й гармоники и до $l = m \approx 100$ можно определять коэффициенты гармоник, используя спутник с градиентометром на борту;

— начиная с коэффициентов 100-й гармоники и выше, определения следует проводить совместно, в системе «спутник-

Обратимся теперь к графику, представленному на рис. 2. На вертикальной оси отложены случайные средние квадратические ошибки (RMS — random mean square). При этом максимальная величина RMS выбрана примерно равной величинам коэффициентов высоких гармоник геопотенциала, т. е. $\approx 10^{-9}$, а нижняя граница — максимальной точности измерений, т. е. 10^{-12} . Высота спутника и другие элементы орбиты указаны выше, а априорная оценка проводилась на пяти оборотах ИСЗ с частотой отсчета в 4 с.

Из графика видно, что большие абсолютные ошибки имеют низкие гармоники от $l = m = 2$, далее ошибки плавно уменьшаются от 10^{-9} до 10^{-11} , достигая минимума при $l = m \approx 90$, т. е. в районе этих гармоник. Затем ошибки растут почти линейно, достигая величин порядка и степени гармоник $l = m \approx 360$.

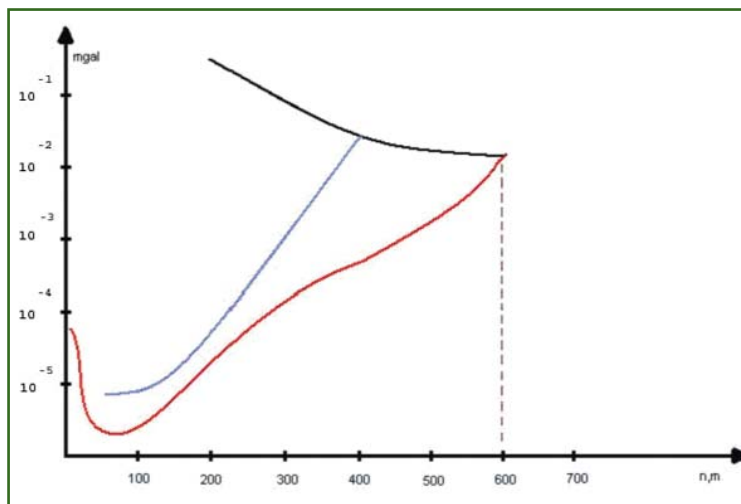


Рис. 3
Сравнение ошибок при определении полного тензора градиента

спутник», и со спутника с градиентометром на борту;

— высокие гармоники уверенно определяются в системе спутникового нивелирования и наземных измерений, поэтому их также необходимо включать в определения высоких гармоник.

В заключение рассмотрим график на рис. 3. На вертикальной оси в логарифмической шкале отложены мГалы от 10^{-5} до 10^{-1} . Точность градиентометра заявлена на два порядка точнее, т. е. $\sigma = 10^{-4} \text{Ев} = 10^{-13} \text{с}^{-2}$.

Верхняя кривая соответствует средним значениям гармо-

ник потенциала для $l = m$, выраженных в мГалах. Нижняя кривая соответствует прежнему спутнику с высотой $h = 160$ км. Лежащая над ней кривая соответствует спутнику с высотой $h = 200$ км.

Рассматривая приведенные на графике результаты, можно увидеть, что при увеличении точности на два порядка, при той же высоте спутника ($h = 160$ км), ошибки определений сравниваются с величинами коэффициентов гармоник уже при $l = m \approx 600$ порядка и степени гармоники, а при высоте спутника $h = 200$ км ошибки сравниваются с величинами гармоник при $l = m \approx 400$.

Подводя общий итог анализу приведенных графиков априорной оценки точности, следует отметить, что спутниковая градиентометрия прекрасно дополняет общий динамический метод космической геодезии, спутниковое нивелирование, наземные гравиметрические измерения и дает уникальную возможность определять тонкую структуру гравитационного поля Земли.

▼ Список литературы

1. Muller J. Gravity Satellite Mission and Their Application in Geosciences // Труды Международной Конференции, посвященной 225-летию МИИГАиК, — М., 2004.

2. Colombo O.L. Advanced techniques for highresolution mapping of gravitational field // In Sanso, Rummel (eds) 335–372, 1986.

RESUME

Examples of use of artificial satellites of the Earth are resulted. Their occurrence has led to revolutionary changes in various areas from geodetic measurements before studying structure of a gravitational field of the Earth. The special attention is given gravity satellite which perfectly supplements the general dynamic method of a space geodesy, satellite levelling and ground measurements.