

Подспутниковый метод повысотного магнитного зондирования земной коры

Ю.П. Цветков, В.А. Алексеев, С.В. Филиппов, А.В. Пчелкин, В.В. Любимов,
А.Э. Аскеров

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
Российской академии наук им. Н.В. Пушкова (ИЗМИРАН)
142190, г. Троицк Московской области, ИЗМИРАН
E-mail: tvetkov@izmiran.ru*

Метод основан на использовании градиентометра, состоящего из трех датчиков магнитного поля, расположенных на дрейфующем стратосферном аэростате и равномерно распределенных в пределах 6 км по вертикали. Высоты дрейфа аэростата составляют 20-40 км, т.е. сопоставимы с мощностью земной коры и являются оптимальными для изучения её глубинной структуры. Одновременные измерения геомагнитных полей на различных высотных уровнях в стратосфере позволяют надежно выделить вертикальные градиенты магнитных аномалий даже в условиях интенсивных внешних магнитных полей, что делает метод незаменимым в изучении глубинного строения земной коры полярных областей. Применение аэростатного градиентометра с измерительной базой длиной 6 км впервые позволяет получить магнитные градиенты поля от источников, расположенных на нижних горизонтах земной коры. Использование трех магнитных датчиков даёт возможность получить не только магнитные градиенты, но и их изменения по вертикали, т.е. декременты магнитных аномалий. Последние дают возможность максимально точно определить глубины залегания магнитных источников, т.к. вертикальный магнитный градиент является наиболее чувствительным параметром поля к глубинам залегания источников. Изучение взаимосвязи пространственно-временной структуры аномальных магнитных полей, полученных в стратосфере, глубин залегания их источников, положения сейсмических границ в земной коре и геотермических полей позволяет исследовать процессы и динамику недр земной коры. Магнитные датчики могут быть совмещены с датчиками состава компонент и концентрации аэрозолей, газового состава атмосферы и др., что расширяет возможности метода. Метод может найти применение в решении фундаментальных задач геомагнетизма и смежных областей знаний – в региональной геотектонике, геологии, магниторазведке, предсказании природных катастроф и других.

Введение

Исследование внутреннего строения Земли и законов ее эволюции является одной из труднейших задач естествознания. В вопросах внутреннего строения земной коры, среди других геофизических полей, аномальное магнитное поле (АМП) является наиболее информативным. Для исследования строения и определения характеристик магнитоактивного слоя земной коры магнитные наблюдения должны быть проведены на оптимальных высотах, сравнимых с его вертикальной мощностью, т.е. на высотах 20-40 км. При наблюдениях на этих высотах расстояния до верхних и нижних границ литосферного магнитоактивного слоя отличаются приблизительно вдвое, в связи с чем сигналы от поверхностных и глубинных источников имеют величины одного порядка и сигналы глубинных источников выделяются уверенно. Самыми дешевыми, экологически чистыми и широко используемыми для полетов на высотах 20-40 км летательными аппаратами являются стратосферные аэростаты. В атмосфере на высотах 18 км и выше существуют устойчивые зональные воздушные течения, благодаря которым аэростат способен совершать кругосветные полеты вдоль географических параллелей [1]. Фотографии российского высотного аэростата на старте приведены на рис. 1, 2. Однако при геомагнитных измерениях на аэростатах по протяженным маршрутам снижается эффективность учета геомагнитных вариаций, создаваемых внешними по отношению к Земле источниками, что препятствует строгому решению задачи разделения магнитных полей в соответствии с их физическими источниками. От качества выделения переменного, главного и аномального магнитных полей зависит надежность геофизической интерпретации каждого из этих полей. Выделенное аномальное магнитное поле нуждается в высотной коррекции, так как аэростату присущи изменения высоты дрейфа, особенно в вечерние и утренние часы. Приведение данных АМП классическими

методами пересчета к какой-либо постоянной высоте, например, 30 км - является практически нерешаемой задачей. Поставленные выше вопросы могут быть достаточно надежно решены, если выполнять измерения значений индукции геомагнитного поля и ее вертикальных градиентов. До сих пор получить магнитные градиенты от глубинных источников в земной коре не предоставлялось возможным [2]. Для аэростатных магнитных градиентных съемок эта задача решается за счет большой длины измерительной базы градиентометра (6 км). В полете на высотах 20-40 км, т.е. в условиях разреженной атмосферы и малой изменчивости скорости ветра в разных стратосферных слоях, ориентацию измерительной базы градиентометра вдоль вертикальной линии можно осуществлять, используя поле силы тяжести, и выполнять контроль ее вертикального положения в полете с помощью GPS-приемников.



Рис. 1. Подготовка к старту стратосферного аэростата (г. Вольск, 2003 г.)



Рис. 2. Стандартная подвеска аэростата с магнитным градиентометром на борту в стартовой позиции (г. Вольск, 2005 г.)

Конструкция градиентометра и его характеристики

Габариты аэростата, его грузоподъемность, в отличие от других летательных аппаратов, позволяют наилучшим образом выполнить градиентные магнитные съемки в стратосфере. Вертикальный размер аэростата, равный 100 м, позволяет выбрать на его борту такое место для расположения датчика магнитного поля, где девиация не превышает 0,05 нТл. Измерительный комплекс представляет собой дрейфующий стратосферный аэростат, оборудованный тремя скалярными магнитометрами, один из которых расположен на основной подвеске аэростата, а два других находятся ниже на 3 км и 6 км соответственно. Магнитометры расположены в приборных контейнерах, в которых размещены также GPS-

приемники (по одному в каждом контейнере), регистраторы данных, система передачи данных по спутниковому каналу связи «ГлобалТел», устройство управления, источники питания. Градиентометр в стартовой позиции находится в свернутом состоянии на подвеске аэростата и имеет размеры, не выходящие за габариты стандартной подвески (рис. 2). Схема подвесной системы аэростата с размещенным на ней магнитным градиентометром для различных фаз полёта приведена на рис. 3. Процесс развертывания градиентометра начинается на взлете аэростата с момента срабатывания пирозамка (4) от барореле, настроенного на высоту срабатывания, равную 3 км. Приборный контейнер (3) и датчик магнитного поля (2) освобождаются от крепления на балке (1) подвески аэростата, начинают свободное падение и выдергивают тормозной парашют (5) из камеры. Парашют (5) раскрывается, под действием веса спускаемого на парашюте контейнера, несущий трос выпускается из фалонакопителя (6). Фалонакопители выполнены в виде двойного матерчатого полотна с прошитыми ячейками. В ячейки трос заправлен таким образом, что он может быть последовательно выдернут из них (в процессе развертывания) на всю свою длину. После выпуска из фалонакопителя всей длины троса, контейнер (3) с датчиком (2) зависают на якоре пирозамка (9). На высоте 6 км при замыкании контактов барореле пирозамок (9) срабатывает и процесс развертывания возобновляется до полного выпуска троса из фалонакопителя (11). После этого первый и второй магнитометры занимают положение на 3 км и 6 км ниже основной подвески аэростата соответственно (рис. 3б). Третий магнитометр, размещенный в контейнере (13), остается на основной подвеске аэростата. Датчик этого магнитометра располагается между оболочкой и основной подвеской аэростата на расстоянии 35 м от последней. Магнитный градиентометр не требует подъема контейнеров с аппаратурой обратно в «корзину» аэростата. Это позволяет при посадке аэростата проводить раздельное приземление основной подвески и выносной части градиентометра на собственных парашютах (рис. 3в). Отсоединение спускаемой части от подвески аэростата при его приземлении обеспечивает безопасность посадки градиентометра.

Важным моментом при эксплуатации аэростатного магнитного градиентометра является обеспечение надежности и безопасности его развертывания при взлете аэростата. Для этого решалась задача оптимального выбора сечения несущего троса и площади купола тормозного парашюта. Задача была решена теоретически и проверена в натурном эксперименте. При массе каждого спускаемого контейнера в 25 кг выбраны тормозные парашюты с площадью купола 15 м^2 и диаметры несущего троса $d_1 = 4 \text{ мм}$ и $d_2 = 4,5 \text{ мм}$, нижнего и верхнего соответственно. При этом скорость снижения контейнеров на тормозных парашютах в процессе развертывания градиентометра составляла 6-7 м/с и продольные колебания контейнеров в момент полной выборки несущего капронового троса из фалонакопителей не наблюдались. Указанные параметры несущих тросов и тормозных парашютов приемлемы при использовании приборных контейнеров весом в 30 кг каждый. Однако в этом случае заметно (на 2-3 м/с) увеличивается скорость снижения среднего контейнера при его парашютировании, так как на парашют (10), кроме веса контейнера (8), действует вес троса, соединяющего средний и нижний контейнеры. Вес контейнеров может достигать 30-40 кг, однако в этом случае необходимо использовать парашюты с большей площадью купола, чем указанные выше.

Метод аэростатной магнитной градиентометрии, его применение и достоинства

Аномальное магнитное поле необходимо выделить из измеренных значений, содержащих информацию об аномальном (поле земной коры), главном (поле ядра Земли) и переменных (поле ионосферных и магнитосферных источников) магнитных полях. Успех исследования и геофизической интерпретации АМП во многом зависит от правильности решения этой задачи. Проблема осложняется в том случае, если съемки выполняются вдоль протяженных маршрутов, особенно в полярных и экваториальной областях. Задача разделения полей надежно решается в случае градиентных магнитных измерений в стратосфере.

Вертикальный (и горизонтальный) градиенты переменного магнитного поля имеют наибольшее значение для солнечно-суточных вариаций и составляют в среднем 0,03 нТл/км [3]. Таким образом,

градиенты магнитного поля не содержат заметных магнитных полей внешних источников, хотя в данных измерений каждого магнитометра они есть, поэтому сравнение измеренных данных градиентометра с вычисленными магнитными градиентами позволяет разделить переменное и аномальное магнитные поля. Главное магнитное поле учитывается в поле градиентов до остаточных величин $\sim 0,05$ нТл/км [4]. При этом используются данные навигационных GPS-приемников и глобальная аналитическая модель нормального магнитного поля Земли [5]. Таким образом, при градиентных магнитных съемках в стратосфере довольно просто решается задача разделения полей и из таких данных возможно надежно выделить не только региональные, но и длинноволновые магнитные аномалии.

Для получения значимых величин вертикальных магнитных градиентов от источников, расположенных на нижних горизонтах земной коры, требуется, чтобы измерительная база градиентометра имела максимально возможную длину и исчислялась километрами. Однако из условия ориентации измерительной базы относительно вертикали градиентометр в дрейфе должен находиться в ламинарном воздушном потоке. Таким свойством воздушное течение обладает на высоте 20 км и выше. Режим балластирования для отечественных аэростатов типа ВАЛ-120 МА обеспечивает минимальную рабочую высоту полета аэростата, равную 27 км. Следовательно, с некоторым запасом максимальная длина измерительной базы градиентометра должна составлять 6 км. Однако при такой длине измерительной базы при магнитных съемках на расстоянии 27 км от источников можно получить только дифференциалы полей, но не их градиенты. Применение трех разнесенных в пространстве магнитометров при одновременных измерениях позволяет получить не только магнитные градиенты, но и их приращения по вертикали, т.е. получить характеристики затухания поля магнитных источников. По данным измерений этими датчиками для каждой магнитной аномалии строится аналитическая зависимость затухания магнитного поля с высотой. Продолжение этой зависимости на интервал высот 20-40 км позволяет получить значения истинных градиентов методом касательных в любой точке полученной зависимости [6].

Аэростату присущи изменения высоты полета ото дня к ночи на 5-7 км. Если съемки выполнять одиночным магнитометром, то в этом случае возникает практически нерешаемая задача – приведение магнитных аномалий к единой высоте. Если известно распределение функции $U(x, y, z)$ на плоскости $z=0$, то при помощи интеграла Пуассона можно получить значения $U(x, y, z)$ для $z>0$. Однако, анализируя интегралы Пуассона для двумерной и трехмерной задач, легко видеть, что ядра интегралов убывают весьма медленно, в связи с чем для уверенного пересчета вверх требуется располагать значениями поля на весьма обширных площадях, что практически нереально [7]. Поставленные выше вопросы могут быть достаточно надежно решены, если выполнять измерения значений индукции геомагнитного поля и ее вертикальных градиентов. В этом случае пересчет магнитных аномалий на сопредельные высоты по получаемым вертикальным магнитным градиентам не встречает трудностей [8]. Таким способом можно пересчитать полученные магнитные аномалии на фиксированные высоты, например, 20, 30 и 40 км.

Дополнив магнитные данные, полученные в стратосфере наземными и спутниковыми измерениями, мы будем иметь распределение аномального магнитного поля в околоземном пространстве и можем исследовать процессы его формирования. При этом очень важными и необходимыми являются данные магнитных аномалий и их вертикальных градиентов на высотах 20-40 км, позволяющие наиболее надежно увязать спутниковые и наземные данные с общей структурой поля магнитных аномалий в околоземном пространстве.

Региональная и длинноволновая компоненты АМП играют важную роль в региональной геологии, при поисках полезных ископаемых на глубоких горизонтах земной коры. Наиболее полно эта компонента магнитных аномалий представлена картами аномального магнитного поля. Для территории России такой картой является "Карта аномального магнитного поля территории СССР" [9]. Рядом геофизиков высказываются сомнения в адекватном отображении этой картой региональной компоненты АМП. Результаты аэростатных геомагнитных съемок, выполненных в 2003 г., показали важность поставленной проблемы, о чём было доложено на Ассамблее IAGA в 2005 г. [10]. Аэромагнитные съемки, по которым строятся карты АМП континентов, проводятся по отдельным площадям в разные годы и на разных

высотах. При разработке карты АМП континентов необходимо объединить эти разрозненные данные. В результате этого процесса искажается региональная компонента АМП [11] и возникают трудности пересчета АМП с одной высоты съемок на другую. Данные же магнитных аномалий на высоте полетов аэростатов позволяют их преодолеть.

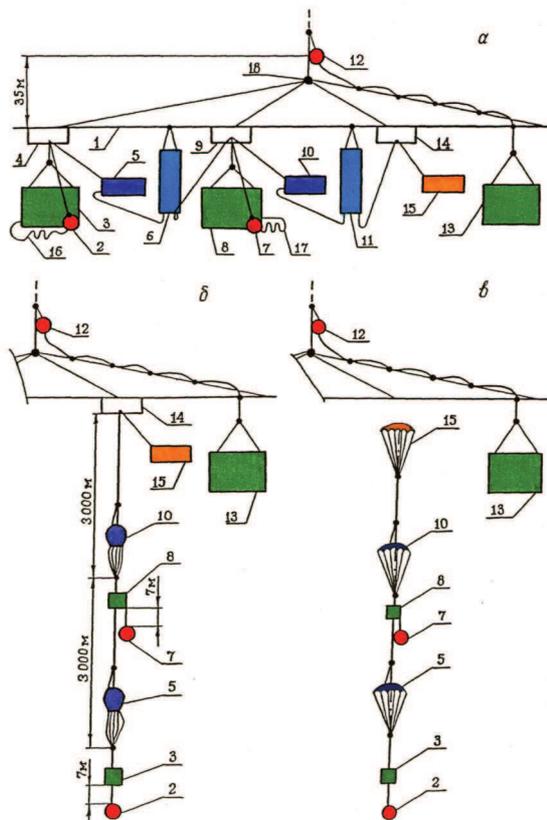


Рис. 3. Схема подвесной системы аэростата с магнитным градиентометром на борту:
 а - стартовая позиция; б - режим дрейфа; в - фаза приземления.

1 - балка подвески аэростата; 2, 7, 12 - датчики магнитометров; 3, 8, 13 - приборные контейнеры с магнитометрами; 4 - пирозамок, обеспечивающий начало процесса спуска приборного контейнера 3 и датчика 2; 5, 10 - тормозные парашюты; 6, 11 - фалонакопители; 9 - пирозамок, обеспечивающий начало процесса спуска приборного контейнера 8 и датчика 7; 14 - пирозамок, обеспечивающий разделение системы при посадке; 15 - спасательный парашют; 16, 17 - свертки с кабелем-тросом, соединяющим датчики с магнитометрами; 18 - стартовый замок

Погрешности выделения АМП рассмотрены в работе [12]. Региональные и глобальные магнитные аномалии играют важную роль в изучении тектоники Земли. В основном, для их изучения используются спутниковые данные, из которых, к сожалению, в настоящее время не может быть надежно исключена ионосферная составляющая геомагнитного поля. Только метод аэростатных градиентных магнитных съемок позволяет это сделать, что особенно важно при магнитных съемках в арктическом бассейне.

Зарубежными учеными выполнены аэростатные съемки геомагнитного поля без измерения его градиентов, что не позволило им надежно решить задачу разделения полей в соответствии с их физическими источниками. Следовательно, выделенные ими магнитные аномалии содержат также некоторые компоненты и поля магнитных вариаций. Например, в статье японских исследователей [13] при аэростатных магнитных съемках в Антарктиде получены вариации амплитудой ~300 нТл, приходящиеся на одни и те же часы суток. Эти вариации японскими исследователями приняты как магнитные аномалии. Однако, опираясь на свой опыт, мы убеждены, что такие магнитные вариации могут быть объяснены пересечением трассой полета аэростата зон влияния авроральных электротоковых струй.

С применением GPS-приемников стало возможным определять местоположение аэростата с точностью до нескольких метров. Это позволяет даже при запуске аэростатов с одной и той же стартовой

площадки, используя свойства зональных воздушных течений, получать с высокой точностью местоположение трассы дрейфа аэростатов в достаточно широком секторе рассеивания, тем самым осуществлять магнитные съемки территорий в полосе шириной ± 500 км и длиной до многих тысяч километров, т.е. получить практически идеальный материал для изучения магнитного строения литосферы Земли.

Аэростатный градиентометр может быть использован в различных областях знаний в науках о Земле. Магнитные датчики могут быть совмещены с датчиками состава компонент и концентрации аэрозолей, газового состава атмосферы и др., что позволяет расширить возможности метода и найти ему применение как при решении фундаментальных задач (геомагнетизм, региональная геология, геотектоника и др.), так и в прикладных областях (магниторазведка, экологическая безопасность, предсказания природных катастроф и др.).

Выводы

1. Разработан и испытан в полевых условиях аэростатный магнитный градиентометр, имеющий вертикально ориентированную измерительную базу длиной 6 км.
 2. Предложенный метод позволяет выполнять высокоточные градиентные геомагнитные съемки на стратосферных высотах, получать магнитные аномалии на фиксированных высотах: 20, 30 и 40 км.
 3. Конструкция градиентометра может быть использована для одновременных измерений ряда геофизических полей и параметров на различных высотных уровнях стратосферы в пределах 20-40 км и на трассах протяжённостью до десятков тысяч километров, в том числе кругосветных.
- Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 04-05-64890).

Литература

1. Школьный Е.П., Майборода Л.А. Атмосфера и управление движением летательных аппаратов // Л.: Гидрометиздат, 1973, 307 с.
2. Nelson J.B., Marcotte D.V., Hardwick C.D. Comments on "Magnetic field gradients and their uses in the study of the Earth's magnetic field" of by Harrison and Southam // J. Geomag. Geoelectr., 1992. V. 44. P.367-370.
3. Учет временных вариаций при проведении морской магнитной съемке. Под ред. В.Н. Луговенко, Ю.Р. Ривина // М.: ИЗМИРАН, 1984. 303 с.
4. Цветков Ю.П., Ротанова Н.М., Бондарь Т.Н. О разделении поля магнитного градиента на нормальную и аномальную части // Доклады академии наук России, 1997. Т. 354. №5. С.679-682.
5. Macmillan S., Maus S., Bondar T. et al. The 9th-generation international geomagnetic reference field // Geophys. J. Int., 2003. V. 155. P.1051-1056.
6. Белкин В.А., Резников А.Е., Цветков Ю.П. Способ измерения вертикального градиента магнитного поля Земли на борту аэростата // Патент на изобретение № 2006889. М.: ВИНТИ, 1994. Бюл. № 2. С.141-146.
7. Цирульский А.В., Майер В.И. Об интерпретации повысотных аэромагнитных наблюдений // Физика Земли, 1986. №5. С.76-82.
8. Цветков Ю.П., Ротанова Н.М., Харитонов А.Л. Повысотная структура магнитных аномалий по градиентным измерениям в стратосфере // Геомагнетизм и аэрномия. 2004. Т. 44. №3. С.412-418.
9. Карта аномального магнитного поля территории СССР. Масштаб 1:2500000. Под ред. Макаровой З.А. Мингео СССР. 16 л. 1977.
10. Tsvetkov Yu., Taylor P., Nazarova K., Heirtzler J., Pchelkin A., Sabaka T. The use of stratospheric balloon gradient geomagnetic surveys in cartography // IAGA 2005 Scientific Assembly, Toulouse, France. 18 - 29 July 2005.
11. Cohen Y., Menvielle M., Le Muel J.L. Magnetic measurements on a board of stratospheric balloon // Physic of the Earth and Planetary Interiors, 1986. V. 44. P.348-354.
12. Цветков Ю.П., Пчелкин А.В. Методы стратосферных магнитных съемок и их погрешности // Исследование Земли из космоса, 1999. №3. С.14-20.
13. Ejiri M., Nishimura N., Yajima, et. al. Polar Patrol Balloon Project in Japan // Adv. Space Res., 1994. V.14. № 2. P. (2)201-(2)209.