

Магнитные измерения в стратосфере и их роль в изучении магнитного поля Земли

© Ю.П. Цветков¹, С.В. Филиппов¹, В.В. Иванов², О.М. Брехов³, 2016

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН
Москва, Россия

²Азово-Черноморский инженерный институт Донского государственного аграрного
университета, Зерноград, Россия

³Московский авиационный институт (национальный исследовательский университет),
Москва, Россия

Поступила 5 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Перераховано неповний список завдань стратосферних магнітних зйомок, при вирішенні яких використання градієнтних вимірювань геомагнітного поля на борту стратосферного аеростата збільшує вірогідність досліджень природи поля. Наведено приклад використання таких вимірювань, виконаних в 2013 р. під час польоту аеростата над територією Центральної Росії, для ідентифікації літосферного магнітного поля Землі. Показано перевагу даного інструменту досліджень порівняно з наземними і супутниковими зйомками при вирішенні деяких завдань. Зроблено висновок про необхідність використання геомагнітних даних градієнтних зйомок на аеростатних висотах (20—40 км) для вдосконалення моделей аномального магнітного поля в навколоземному просторі і для вивчення глибинної будови, магнітних властивостей і параметрів земної кори.

Ключові слова: градієнтні геомагнітні зйомки, стратосферні аеростати, аномальне магнітне поле Землі, моделі геомагнітного поля, земна кора, глибинна будова Землі.

Введение. В проблеме изучения строения литосферы Земли ключевое значение имеет аномальное геомагнитное поле (ГМП). Это поле представлено в околоземном пространстве глобальными аналитическими моделями и графическими (цифровыми) наземными картами. Например, [Карта ..., 1974] построена по данным аэромагнитных съемок, которые в основном были выполнены в середине 1970-х годов и продолжались до середины 1980-х годов прошлого века. В настоящее время это единственный источник об аномальном ГМП территории бывшего СССР. Теория подтверждает возможность высокоточного пересчета магнитного поля, заданного на поверхности Земли вверх от нее [Идельсон, 1936; Цирульский, Майер, 1986]. Если на плоскости $z = 0$ задана функция $U(x, y, 0)$, то можно с помощью интеграла Пуассона получить значения $U(x, y, h)$ для $h > 0$. Интеграл Пуассона применим не только к потенциалу, но и к его составляющей Z и некоторыми погрешностями к скаляру T . После появления высотных измерений ГМП неоднократные попытки пересчета поля вверх по наземным данным (как по компоненте Z , так и

по скаляру) и сравнение их с измеренными данными показали значительные расхождения между экспериментальными и расчетными значениями [Петромагнитная ..., 1994]. Этот факт объясняется тем, "что погрешность выделения аномалий определяется прежде всего представительностью исходных данных, в меньшей степени влияет погрешность принятой методики пересчета" [Симоненко, 1976]. Задача точного выделения аномального (литосферного) поля из измеряемого поля на поверхности Земли до сих пор не решена, и по этой причине адекватно проводить пересчет аномального ГМП поля вверх по наземным данным невозможно. Следовательно, аномальное ГМП на подспутниковых (аэростатных) высотах можно адекватно получить только прямыми измерениями. В подтверждение изложенного обратимся к статье [Hildenbrand et al., 1996], в которой показано, что спектр аномального ГМП, полученный по данным аэромагнитных и спутниковых магнитных съемок, имеет разрыв в диапазоне 150—600 км. Авторы настоящей статьи утверждают, что, несмотря на высокоточные измерения ГМП, из данных низковисотных аэромагнитных съемок не

возможно выделить сигналы, гармоника которых соответствуют этому разрыву.

В статье [Цветков и др., 2011] показано, что для детального изучения поля глубинных источников принципиально необходимы магнитные съемки на высотах 20—40 км, численно сопоставимых с вертикальной мощностью земной коры. Аномальное ГМП на этих высотах формируется с естественным осреднением локальных аномалий. Магнитные поля от поверхностных и глубинных источников имеют величины одного и того же порядка, так как удаленность точки измерения от земной поверхности и от подошвы земной коры отличается всего лишь в два раза. Стратосферные высоты 20—40 км освоены аэростатами. Выше веролопаузы (~ 18 км) существуют регулярные зональные воздушные течения, вместе с которыми аэростат способен совершать кругосветные полеты вдоль географических параллелей. Магнитные измерения вдоль протяженных трасс полетов аэростатов необходимы для изучения характеристик магнитных аномалий и их источников. Применяемые для этого методы часто основаны на результатах анализа профильных данных [Alldredge et al., 1963; Tanaka et al., 1999]. Аэростатные магнитные профили, используемые ниже, получены нами на высоте около 30 км. Как показано в статье [Цветков и др., 2015], аэростатный профиль охватывает магнитные аномалии, находящиеся в 100-километровой полосе.

В середине 1980-х годов в СССР был создан аэростатный магнитный градиентометр [Цветков, Белкин, 1995; Николаев и др., 2008], имеющий вертикально ориентированную измерительную базу длиной 6 км, вдоль которой равномерно распределены три протонных магнитометра. Методическая погрешность магнитных измерений на борту аэростата в полете составляет около 1,5 нТл и рассмотрена в статьях [Цветков и др., 2007, 2015]. Точность аэростатных магнитных измерений подтверждена данными от трех разнесенных независимых бортовых магнитометров, различающихся только на величину прогнозируемого вертикального градиента ГМП. Таким образом, магнитные данные, полученные на аэростате, могут служить эталонными (с точностью 1,5 нТл) для анализа погрешностей различных геомагнитных съемок и магнитных карт, что является одной из задач стратосферных геомагнитных съемок.

Данные градиентных измерений позволяют оценить насыщенность аэростатных магнитных измерений полями глубинных источ-

ников в значимых величинах. В статье [Цветков и др., 2015] доказано, что при длине измерительной базы градиентометра, равной 6 км, вертикальные градиенты аномального ГМП надежно измеряются от источников, расположенных вблизи нижней границы земной коры. Следовательно, данные магнитометров, буксируемых на высоте 30—40 км, содержат в значимых величинах все магнитные поля источников земной коры, превышающие шумы измерений. Это еще одна из задач стратосферных геомагнитных съемок.

Градиентные магнитные измерения в стратосфере позволяют анализировать точность глобальных аналитических моделей главного ГМП, как это было предложено в работе [Цветков и др., 2011]. В работе [Зверева, 2007] было выполнено моделирование глобальной аналитической модели главного ГМП с использованием среднесуточных гармонических моделей. Сравнение полученной модели с моделью IGRF показало их расхождение до 12 нТл. Таким образом, вопрос контроля точности глобальных моделей также может быть включен в список задач стратосферных геомагнитных съемок. Нами предложен метод контроля погрешностей таких моделей, основанный на том, что дифференциалы нормального магнитного поля Земли, получаемые по аналитическим моделям для точек, разнесенных на расстояние 6 км, не содержат заметной систематической погрешности этих моделей, как и моделей вековой вариации магнитного поля Земли. Это следует из того, что для источников, расположенных на глубине свыше 3000 км, на таком относительно малом расстоянии между датчиками градиентометра (6 км) эти погрешности практически идентичны и исключаются при вычислении дифференциалов. Данные вертикальных магнитных градиентов не содержат и значимых градиентов полей внешних источников, вертикальный градиент исходного поля состоит из суммы градиентов нормального и аномального магнитного поля Земли. В местах, где нет значимых магнитных аномалий [Цветков и др., 2015], проверяется уровень главного ГМП, полученный по аналитической модели с измеренными значениями.

Экспериментальные данные. В работе использовались данные, полученные во время полета стратосферного аэростата с градиентометром на борту, который состоялся 22 марта 2013 г. Старт аэростата был произведен со стартовой площадки, расположенной в г. Вольске Саратовской области. Дина полета составила около 950 км, полет завершился вблизи границы Рос-

сии с Республикой Казахстан. Основная часть полета проходила на высоте около 30 км. Продолжительность горизонтального полета аэростата составила около 6 ч (4—10 ч UT, 8—14 ч LT). Средняя скорость дрейфа составляла около 150 км/ч. Траектория полета аэростата пересекла район простираения спутниковой Камско-Эмбенской магнитной аномалии (КЭМА) [Орлюк, 2000] ориентировочно по географической параллели 52° с. ш. (рис. 1).

Ниже анализируются три профиля аномального ГМП, полученные по одному и тому же маршруту, но на разных высотах (рис. 2). Наземный магнитный профиль ($H = 0$ км) построен по данным карты [Карта ..., 1974], аэростатный профиль — по аэростатным экспериментальным данным ($H = 30$ км), спутниковый магнитный профиль — по модели MF-7 (<http://geomag.org/models/index/html>). Магнитная аномалия на высоте 400 км (спутниковая КЭМА) была выделена по магнитным данным спутника Магсат [Coles et al., 1982] и подтверждена магнитными измерениями на последующих спутниках. Следовательно, можно утверждать, что данная аномалия реально существует и на ее параметры можно полагаться в наших исследованиях. В приведенных магнитных профилях за время $t \pm 2$ сут (где t — время старта аэростата) по данным магнитометрической станции (аналога бортового магнитометра), установленной на стартовой площадке в г. Вольске, а также магнитных обсерваторий "Москва" и "Аркти" введены поправки за магнитную вариацию внешнего поля. Изменчивость Sq-вариации за время полета имела монотонный характер и составила -26 нТл в ее экстремуме (относительно ночного уровня, оцененного за 4 суток вариационных наблюдений). Так как за время полета аэростата отсутствовали значимые магнитные возмущения, поправка была введена только за суточный ход геомагнитного поля. Полученный во временной шкале массив магнитных данных был представлен в форме пространственных координат. Связующим звеном для этой операции послужила одновременность магнитных и навигационных измерений. Данные интерполированы с шагом $0,1^\circ$ вдоль трассы полета аэростата. Наземный магнитный профиль снят с карты [Карта ..., 1974] с осреднением данных в круге диаметром 10 км. Это сделано с целью нивелирования возможных координатных погрешностей географической сетки карты.

Фурье- и вейвлет-анализы наземного и аэростатного магнитных профилей. На каком-либо высотном уровне аномальное ГМП яв-

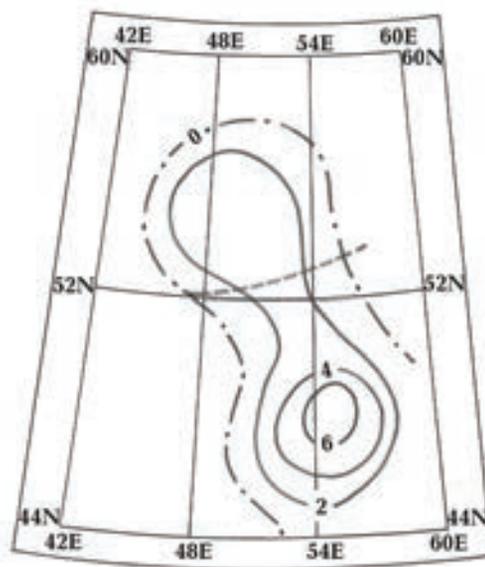


Рис. 1. Траектория полета стратосферного аэростата (штриховая линия) относительно простираения КЭМА на высоте спутника.

ляется суперпозицией полей его источников, поэтому осреднение наземных данных действует на поле подобно пересчету на высоту. Учитывая это свойство поля, сравнивались результаты осреднения наземных данных с аэростатными и спутниковыми данными (см. рис. 2). Выявлено, что при осреднении данных взаимная компенсация положительных и отрицательных аномалий наземного профиля проявляется для этого района значительно сильнее, чем для аэростатного магнитного профиля, и осреднение дан-

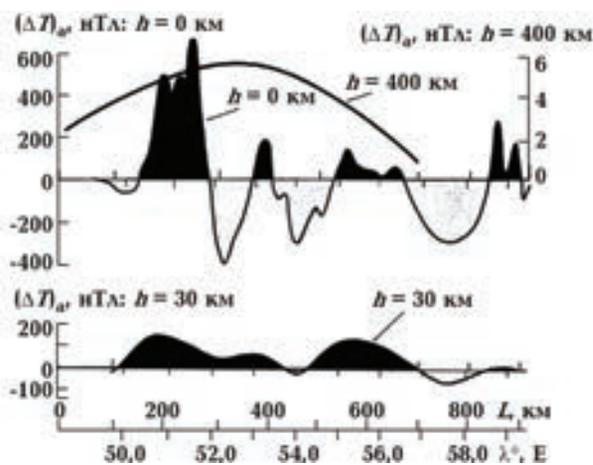


Рис. 2. Разновысотные магнитные профили, полученные в районе простираения КЭМА.

ных наземного профиля практически их обнуляет. В сравнении с аэростатными данными можно предположить, что карты аномального ГМП построены с ошибочным разделением на положительные и отрицательные аномалии и напрашивается вывод о несоответствии уровня примененного главного ГМП действительному. Это было подтверждено экспериментальными данными, полученными в 2007, 2008 и 2013 гг. для этого же региона.

Однако представленные магнитные профили наземного и аэростатного ГМП в той или иной мере содержат ошибки главного ГМП. Следовательно, полученные результаты, основанные на осреднении профилей, необходимо подтвердить другими методами, в том числе независимыми. Для этого рассмотрим количественные характеристики спектров магнитных аномалий наземного и аэростатного профилей.

Траектория полета аэростата после набора высоты близка к прямой линии и для дальнейшего анализа данные удобно представить как функцию положения аэростата вдоль этой линии, отсчитанного от начальной точки траектории. К таким данным можно применять все стандартные методы анализа двумерных данных, в том числе пространственный фурье-анализ данных наземного и аэростатного профилей аномального ГМП.

Результаты шести полетов аэростатов в районе простираения КЭМА показали, что наземные и аэростатные крупные региональные магнитные аномалии этого района различаются по величине в 3—4 раза. Поэтому для сравнения амплитуд гармоник того и другого спектров первичные данные наземного профиля были уменьшены в три раза.

Спектр аномального ГМП наземного профиля имеет более сложную структуру, чем спектр аэростатного (рис. 3). Учитывая то, что длина профиля незначительно превышает периоды выделяемых гармоник длинноволновой части спектров ($L = 300 \div 550$ км), данный метод спектрального анализа магнитных профилей не позволяет достоверно подтвердить наличие таких гармоник в исследуемых данных.

Попробуем исследовать упомянутые данные, используя математический аппарат вейвлет-анализа [Астафьева, 1996; Moreau et al., 1999; Иванов и др., 2001]. Метод должен выявить неоднородности ГМП аэростатного профиля, что позволит сопоставить местоположения на аэростатном профиле протяженных неоднородностей ГМП с местоположением экстремума интенсивности спутниковой КЭМА по сечению

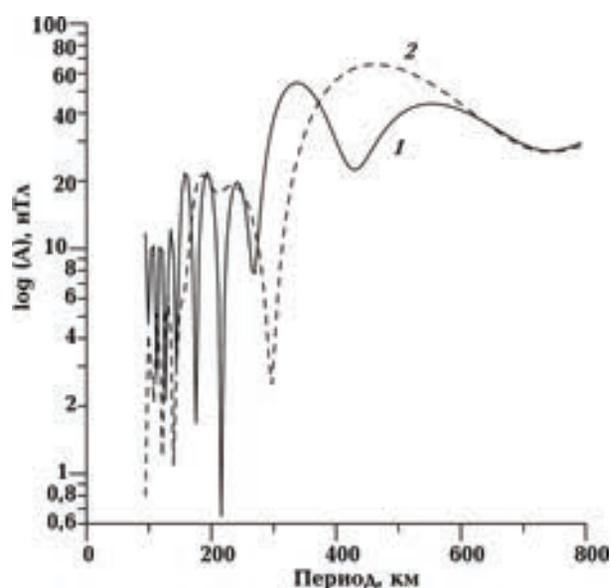


Рис. 3. Пространственный фурье-спектр вариации аномального магнитного поля Земли вдоль трассы полета аэростата по наземным (1) и аэростатным (2) данным (шаг выборки 9 км).

ее трассой полета аэростата. Вейвлет-преобразование обладает определенными преимуществами, в первую очередь связанными с возможностями локального анализа местоположений неоднородностей ГМП.

Аналитическое непрерывное вейвлет-преобразование процесса $f(t)$ строится путем масштабных преобразований и сдвигов анализирующего вейвлета $\psi(t)$ и определяется выражением

$$W(a, b) = a^{-\nu} \int_{-\infty}^{\infty} \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) f(t) dt, \quad (1)$$

где a — параметр, характеризующий временной или пространственный масштаб, b — параметр сдвига, ν — нормировочный коэффициент, звездочка — символ комплексного сопряжения.

Именно свойства анализирующих вейвлетов и определяют возможности вейвлет-преобразования.

Результат применения вейвлет-преобразования к одномерному ряду — двумерный массив коэффициентов $W(a, b)$. Распределение этих коэффициентов в пространстве (a, b) дает представление о вкладе составляющих разного масштаба. Часто матрицу $W(a, b)$ называют спектром коэффициентов вейвлет-преобразо-

вания или картинами вейвлет-коэффициентов.

При расчетах был использован МНАТ-вейвлет:

$$\psi(t) = (1 - t^2) e^{-\frac{t^2}{2}}. \quad (2)$$

МНАТ-вейвлет (Mexican hat — мексиканская шляпа) — реальный вейвлет, имеющий узкий энергетический спектр и два равных нулю момента, хорошо подходит для выделения индивидуальных особенностей неоднородностей, присутствующих в исследуемых данных.

Картинки вейвлет-коэффициентов, полученные для аномального магнитного поля по аэростатным и наземным измерениям, представлены на рис. 4, а, б.

На картинах коэффициентов $W(a, b)$ по горизонтальной оси отложен диапазон сканирования данных по параметру сдвига b , по вертикальной — масштабный коэффициент a . Поскольку в исходных данных интервал дискретизации выражен в градусах широты и долготы, которые можно выразить в километрах, то здесь масштабный коэффициент a пропорционален масштабам неоднородностей аномального магнитного поля, выраженным в километрах. Параметр сдвига b здесь соответствует долготе выделяемых неоднородностей.

Полярность, долготная локализация и масштабы неоднородностей, наблюдаемых в аномальном магнитном поле профилей, выявленных с помощью вейвлет-анализа, представлены в таблице.

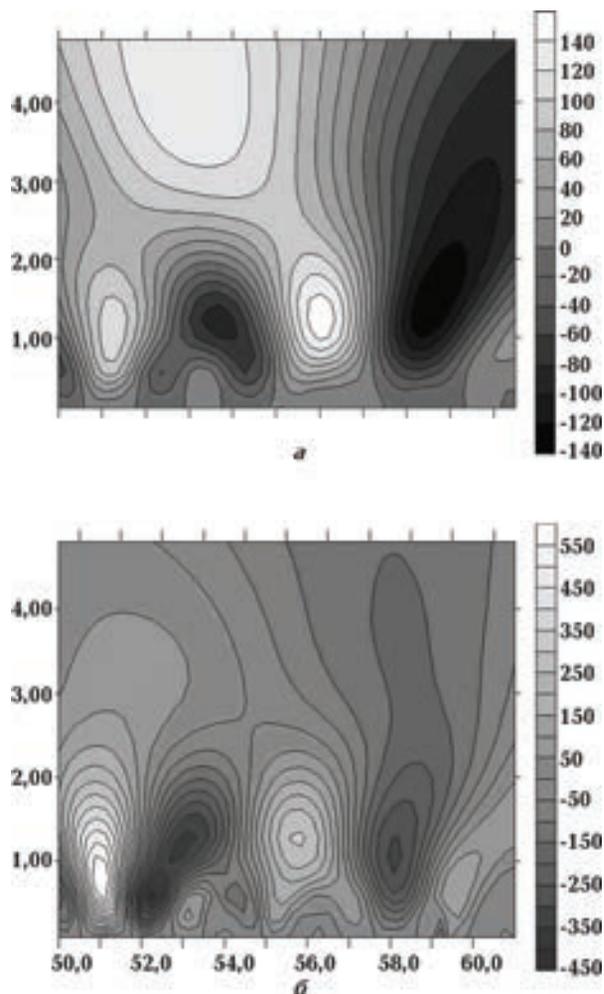


Рис. 4. Картины $W(a, b)$ вейвлет-коэффициентов аэростатного (а) и наземного (б) профилей.

Параметры неоднородностей аномального магнитного поля вдоль профиля (по результатам вейвлет-анализа)

Аэростатная съемка				Наземная съемка			
Номер пункта	Полярность	Долгота, град	Протяженность, км	Номер пункта	Полярность	Долгота, град	Протяженность, км
1	+	51,1	120	1	+	50,9	70
2	-	52,2	50	2	-	52,0	60
3	-	52,7	550—600	3	-	52,5	100
4	-	53,6	130	4	-	52,9	130
5	+	55,9	140	5	+	52,9	30
6	-	58,6	170	6	-	54,0	65
				7	+	55,7	130
				8	-	57,9	110

Примечание: "+" — положительная полярность, "-" — отрицательная.

На картине вейвлет-коэффициентов аэростатного профиля наблюдаются неоднородности положительной и отрицательной полярности с протяженностью по долготе от 50 до 170 км, а также более крупная неоднородность положительной полярности с протяженностью порядка 400—500 км, с максимумом на долготе 52—54°. Эта неоднородность аэростатного вейвлета четко совпадает с местоположением максимальной интенсивности спутниковой КЭМА на этой же долготе (см. рис. 2, 4, а), т. е. независимым методом подтверждается реальное существование крупных региональных составляющих в аэростатных магнитных данных.

На картине вейвлет-коэффициентов наземного профиля отсутствуют неоднородности протяженностью свыше 130 км. Следовательно, наземная карта не содержит значимых реально существующих крупных региональных магнитных аномалий. В этом состоят основные дефекты наземных карт аномального ГМП. Локализация неоднородностей, наблюдаемых на картине вейвлет-коэффициентов, полученной для наземного профиля, хорошо совпадает с системой неоднородностей по аэростатным данным. Согласованность по долготным протяженностям удовлетворительная. Различия связаны с особенностями характера изменений аномалий с высотой. Выявленные фурье-анализом наземного профиля аномального ГМП незначительные по величине гармоники с периодами выше 130 км в вейвлет-картине явно не просматриваются, по-видимому, из-за их малости.

Таким образом, опираясь на результаты вейвлет-анализа, можно утверждать, что наземный профиль не содержит достоверно выделяемых

крупных неоднородностей, которые наблюдаются в спутниковом и аэростатном профилях. Вероятно, при конструировании наземной карты аномального ГМП часть аномального поля, связанная с глубинными источниками, потеряна. В подтверждение такой потери приводим основанную на пересчетах вверх наземных данных цитату из монографии [Петромагнитная ..., 1994]: "... глубинные источники вносят существенный вклад в аномалии Магсат, но не объясняют полностью их интенсивность. Это влечет за собой допущение о неучтенных более глубинных источниках". Видимо, такая потеря полей от глубинных источников не позволяет получить удовлетворительные результаты пересчета полей, представленных наземными картами, вверх от поверхности Земли и проектировать уточненную аналитическую модель магнитных аномалий для околоземного пространства.

Заключение.

Результат этой и предыдущих работ позволяет сделать следующие выводы.

1. Использование только наземных и спутниковых магнитных съемок не дает возможности для создания полной картины аномального ГМП.
2. Для совершенствования моделей аномального магнитного поля в околоземном пространстве и для изучения глубинного строения, магнитных свойств и параметров земной коры, помимо наземных и спутниковых данных, должны использоваться данные геомагнитных градиентных съемок на аэростатных высотах (20—40 км).

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00204.

Список литературы

- Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения. *Успехи физ. наук.* 1996. Т. 166. № 11. С. 1145—1170.
- Зверева Т. И. Методы и результаты моделирования геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий и спутниковых измерений: *Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук.* Троицк, 2007. 26 с.
- Иванов В. В., Ротанова Н. М., Ковалевская Е. В., Цветков Ю. П. Использование результатов вейвлет-анализа для оценки глубин магнитных источников. *Геомагнетизм и аэронавигация.* 2001. Т. 42. № 4. С. 569—576.
- Игельсон Н. И. Теория потенциала с приложениями к теории фигуры Земли и геофизике. Ленинград: Объединенное научно-техническое издательство, 1936. 424 с.
- Карта аномального магнитного поля территории СССР. 1 : 2500000. Ред. З. А. Макарова. Москва: Главное управление геодезии и картографии, 1974. 16 л.
- Николаев Н. С., Крапивный А. В., Баранов Я. В., Брехов О. М., Цветков Ю. П., Пчелкин А. В. Высокоточный аэростатный градиентометр со спутниковыми каналами связи. *Датчики и системы.* 2008. № 1. С. 16—20.

- Орлюк М. И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Петромагнитная модель литосферы. Ред. Д. М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.
- Симоненко Т. Н. Условия классификации региональных магнитных аномалий. В кн.: *Магнитные аномалии земных глубин*. Киев: Наук. думка, 1976. С. 5—17.
- Цветков Ю. П., Белкин В. А. Магнитные измерения в слое стратосферы. *Докл. АН.* 1995. Т. 345. № 3. С. 397—400.
- Цветков Ю. П., Брехов О. М., Бондарь Т. Н., Цветкова Н. М. Особенности геомагнитного поля, выявленные по градиентным магнитным измерениям на стратосферных высотах. *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2015. Т. 55. № 1. С. 130—138.
- Цветков Ю. П., Брехов О. М., Филиппов С. В., Бондарь Т. Н., Иванов А. А., Крапивный А. В., Николаев Н. С. Экспериментальные оценки погрешности измерений вертикальных геомагнитных градиентов в стратосфере. *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2007. Т. 47. № 4. С. 543—547.
- Цветков Ю. П., Кузнецов В. Д., Головкин В. П., Брехов О. М., Пелле В. А., Крапивный А. В., Николаев Н. С. Выделение аномального магнитного поля Земли из аэростатных магнитных съемок на высотах 20—40 км. *Докл. АН.* 2011. Т. 436. № 2. С. 262—266.
- Цирульский А. В., Майер В. И. Об интерпретации повысотных аэромагнитных наблюдений. *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1986. № 5. С. 76—82.
- Aldredge L. R., Voorhis G., Davis T. M., 1963. A magnetic profile around the world. *J. Geophys. Res.* 68, 3679—3692.
- Coles R. L., Haines G. V., Jansen van Beek G., 1982. Magnetic anomaly map from 40 °N to 83 °N derive from MAGSAT satellite data (paper 21.0156). *Geophys. Res. Lett.* 9(4), 281—284.
- Hildenbrand T. G., Blakely R. J., Hinze W. J., 1996. Aeromagnetic survey over U.S. to advance geomagnetic research. *EOS Trans. AGU* 77(28), 265—268.
- Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G., 1999. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory. *J. Geophys. Res.* 104(B3), 5003—5013.
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461—470.

Magnetic measurements in stratosphere and their role in the studies of magnetic field of the Earth

© Yu. P. Tsvetkov, S. V. Filippov, V. V. Ivanov, O. M. Brekhov, 2016

Listed non-exhaustive list of tasks stratospheric magnetic surveys, at which decision the use of gradient measurements of the geomagnetic field on board a stratospheric balloon increases the accuracy of the research field of nature. An example use of such measurements, made in 2013 during the flight of the balloon over the territory of Central Russia, to identify the lithospheric magnetic field of the Earth is demonstrated. The advantage of this research tool in comparison with terrestrial and satellite surveys for the some tasks is shown. To improve the models of the anomalous magnetic field in near-earth space and the researches of the deep structure, magnetic properties and parameters the earth's crust it is necessary to use the data of the geomagnetic gradient surveys at the balloon altitudes (20—40 km).

Key words: gradient geomagnetic survey, stratospheric balloons, the anomalous magnetic field of the Earth, the model of the geomagnetic field, the Earth's crust, the deep structure of the Earth.

References

- Astafyeva N. M., 1996. Wavelet analysis: basic theory and some applications. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 166(11), 1145—1170 (in Russian).
- Zvereva T. I., 2007. Methods and results of the geomagnetic field simulation according to the global network of observatories and satellite measu-

- rements: *Abstract Dis. Cand. Sci.* Troitsk, 26 p. (in Russian).
- Ivanov V. V., Rotanova N. M., Kovalevskaya E. V., Tsvetkov Yu. P., 2001. Use of the results of wavelet analysis to assess the depth of magnetic sources. *Geomagnetizm i aeronomiya* 42(4), 569—576 (in Russian).
- Idelson N.I., 1936. Potential theory with applications to the theory of the figure of the Earth and geophysics. Leningrad: Joint Scientific and Technical Publishers, 424 p. (in Russian).
- Map of the anomalous magnetic field in the USSR, 1974. 1 : 2500000. Ed. Z.A. Makarova. Moscow: Main Department of Geodesy and Cartography, 16 p. (in Russian).
- Nikolaev N.S., Krapivnyy A. V., Baranov Ya. V., Brekhov O.M., Tsvetkov Yu.P., Pchelkin A. V., 2008. High precision aerostatic gradiometer with satellite connection. *Datchiki i sistemy* (1), 16—20 (in Russian).
- Orlyuk M.I., 2000. Spatial and spatio-temporal models of magnetic structures varying in ranks continental lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 22(60), 148—165 (in Russian).
- Petromagnetic model of the lithosphere, 1994. Ed. D.M. Pecherskiy. Kiev: Naukova Dumka, 175 p. (in Russian).
- Simonenko T.N., 1976. Classification terms of regional magnetic anomalies. In: *Magnetic anomalies depths of the Earth*. Kiev: Naukova Dumka, 5—17 (in Russian).
- Tsvetkov Yu.P., Belkin V.A., 1995. Magnetic measurements in the stratosphere. *Doklady AN* 345(3), 397—400 (in Russian).
- Tsvetkov Yu.P., Brekhov O.M., Bondar T.N., Tsvetkova N.M., 2015. Features of the geomagnetic field identified by a gradient magnetic measurements at stratospheric altitudes. *Geomagnetizm i aeronomiya* 55(1), 130—138 (in Russian).
- Tsvetkov Yu. P., Brekhov O. M., Filippov S. V., Bondar T.N., Ivanov A.A., Krapivnyy A. V., Nikolaev N.S., 2007. Experimental evaluation of the measurement error of the geomagnetic vertical gradients in the stratosphere. *Geomagnetizm i aeronomiya* 47(4), 543—547 (in Russian).
- Tsvetkov Yu.P., Kuznetsov V.D., Golovkov V.P., Brekhov O.M., Pelle V.A., Krapivnyy A. V., Nikolaev N.S., 2011. Extraction of the anomaly magnetic field of the earth from stratospheric balloon magnetic surveys at altitudes of 20—40 km. *Doklady AN* 436(2), 262—266 (in Russian).
- Tsirulskiy A. V., Meyer V.I., 1986. On the interpretation of aeromagnetic observations povysoznyh. *Fizika Zemli* (5), 76—82 (in Russian).
- Allredge L.R., Voorhis G., Davis T.M., 1963. A magnetic profile around the world. *Geophys. Res.* 68, 3679—3692.
- Coles R.L., Haines G.V., Jansen van Beek G., 1982. Magnetic anomaly map from 40 °N to 83 °N derive from MAGSAT satellite data (paper 21.0156). *Geophys. Res. Lett.* 9(4), 281—284.
- Hildenbrand T.G., Blakely R.J., Hinze W.J., 1996. Aeromagnetic survey over U.S. to advance geomagnetic research. *EOS Trans. AGU* 77(28), 265—268.
- Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G., 1999. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory. *J. Geophys. Res.* 104(B3), 5003—5013.
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461—470.