

Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА					
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"					
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>					
Год выпуска	2011	Том		Номер выпуска	6	
Название статьи					Страницы	Цит.
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА						
	ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСНОВНЫХ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ ВОЗДУХА НА ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫМ ИК-РАДИОМЕТРОМ <i>Баландин С.Ф., Шишигин С.А.</i>				3	3
МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ						
	СЕГМЕНТАЦИЯ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ ПО ТЕКСТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ <i>Астафуров В.Г., Скорыходов А.В.</i>				10	6
	МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СПУТНИКОВОГО И НАЗЕМНОГО МНОГООБЪЕМНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ <i>Лысенко С.А., Кугейко М.М.</i>				21	1
	АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА ПО ИЗМЕРЕНИЯМ МИКРОВОЛНОВОГО РАДИОМЕТРА AMSR-E СО СПУТНИКА AQUA <i>Митник Л.М., Митник М.Л.</i>				34	9
	ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ МАСШТАБИРУЕМОГО ПРОСТРАНСТВА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА СТРУКТУР РЕЛЬЕФА ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ <i>Рыбас О.В., Гильманова Г.З.</i>				45	7
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ						
	О ПЕРСПЕКТИВАХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ АНАЛИЗА РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ <i>Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Филиппов С.В., Фрунзе А.Х.</i>				53	2
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА СИСТЕМ "ВОДАСУША" НА РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ (НА ПРИМЕРЕ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА) <i>Кутузов А.В.</i>				64	3
	АНТИЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД АМУРА В САХАЛИНСКОМ ЗАЛИВЕ ПО СПУТНИКОВЫМ И МОРСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ <i>Рогачёв К.А., Шлык Н.В.</i>				73	6
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА ИЗМЕНЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ И СОСТОЯНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ В КОНЦЕ XX НАЧАЛЕ XXI ВЕКА <i>Черенкова Е.А.</i>				80	3

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСНОВНЫХ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ
ВОЗДУХА НА ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ
УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫМ
ИК-РАДИОМЕТРОМ

© 2011 г. С. Ф. Баландин, С. А. Шишигин*

Учреждение Российской академии наук Институт оптики атмосферы
им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН, Томск

*E-mail: bal@iao.ru

Поступила в редакцию 21.02.2011 г.

Выбран спектральный диапазон 920–960 см⁻¹ для спутникового измерения CO₂ в атмосфере корреляционным методом. Оценена оптимальная функция пропускания измеряемого газа в корреляционной канале радиометра. Показано, что влияние атмосферных газов (H₂O, CO, O₃, N₂O, CH₄) и ошибки задания температуры поверхности Земли и ее вертикального распределения в атмосфере на погрешность измерения содержания CO₂ во всей толще атмосферы могут достигать нескольких процентов.

Ключевые слова: корреляционный радиометр, углекислый газ, атмосфера, спутник, излучение

ВВЕДЕНИЕ

Диоксид углерода CO₂ до высоты 80 км хорошо перемешан. Концентрация CO₂ в воздухе превышает 370 ppm (Седунов и др., 1991). Сезонные вариации приземных значений концентрации CO₂ составляют не более 5%, а межгодовая изменчивость менее 1%. Современные базы данных спектроскопических параметров линий поглощения атмосферных газов и разработанные процедуры расчета прозрачности атмосферы позволяют получить из спектроскопических измерений солнечного излучения, прошедшего атмосферу, информацию о пространственных и временных вариациях CO₂ в атмосфере с погрешностью 5–10% (Акименко и др., 1988). Этого достаточно при решении многих задач атмосферной оптики, но ошибки измерений не позволяют отслеживать причины и скорость изменения глобального содержания CO₂ в атмосфере.

К настоящему времени теоретически и экспериментально проработаны возможности дистанционного определения концентрации CO₂ в тропосфере и нижней стратосфере по данным измерений уходящего инфракрасного (ИК) излучения с помощью спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения типа AIRS (дифракционный ИК-спектрометр), IASI (Фурье-спектрометр). Мониторинг измерений концентраций CO₂ в атмосфере данными зондировщиками затруднен тем, что измерения чувствительны к

вариациям вертикального профиля температуры, наличию облачности в поле зрения прибора, вариациям температуры и излучательной способности земной поверхности. (Успенский и др., 2006; Успенский и др., 2011).

Использование корреляционной методики регистрации излучения позволяет уменьшить влияние неизмеряемых компонент атмосферы (концентрации других газов, аэрозоля и их радиационные изменения от температуры, давления) на регистрируемый сигнал. В данном методе из регистрируемой ИК-радиации в выбранном спектральном участке выделяется только часть (10⁻³–10⁻⁶) излучения, коррелирующего с функцией пропускания эталонной кюветы с исследуемым газом.

Оперативная обработка выходного сигнала корреляционного радиометра осуществляется на основе калибровочных кривых, полученных экспериментально, а также они могут быть рассчитаны на основе современных моделей, программных пакетов, кодов вычислений спектроскопических задач атмосферной оптики.

Измерения содержания CO₂ в атмосфере с необходимой точностью проводятся только наземными станциями (Акименко и др., 1988; Кашин и др., 2007; Тимофеев, Шульгина, 2009). В данной работе проведен анализ влияния параметров атмосферы на измерения содержания CO₂ во всей толще атмосферы со спутника корреляционным радиометром.

МЕТОДЫ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ CO₂ В АТМОСФЕРЕ

В работе (Tolton, 2004) рассмотрена возможность измерения содержания CO₂ во всей толще атмосферы корреляционным радиометром (GFCRs) в спектральных областях 6300 см⁻¹ (1.6 мкм) и 5000 см⁻¹ (2 мкм) со спутника по рассеянному солнечному излучению поверхностью Земли. Проведен теоретический анализ влияния на погрешность измерения содержания CO₂ в атмосфере положения анализируемых участков излучения в спектральных областях 6000–6600 и 4600–5200 см⁻¹, изменения температуры, давления, влажности воздуха.

С целью учета высоты рассеивающей солнечный свет поверхности Земли и изменения давления воздуха рассмотрена возможность одновременного измерения корреляционным радиометром содержания газа с известной стабильной концентрацией (O₂) в спектральной области 13100 см⁻¹ (760 нм).

Результаты оценок влияния изменения температуры на 10° и влажности воздуха на 10%, изменения на 10 м высоты поверхности рассеяния солнечного излучения на ошибку определения средней концентрации CO₂ в атмосферном столбе воздуха не превышают ~1.1 ppm (Tolton, 2004). Предположение об идеально рассеивающей (Ламбертовой) земной поверхности; неучет дифракционных и поляризационных эффектов распространения, отражения и рассеивания солнечного излучения; погрешности регистрации мощности излучения современными приемниками; необходимость контроля точного положения Солнца — все это снижает достоверность результатов данных оценок точности измерения содержания CO₂ в атмосфере рассматриваемым методом.

Основным преимуществом методов корреляционной спектроскопии атмосферных газов является отсутствие влияния неселективного взаимодействия излучения со средой на погрешность измерений содержания исследуемого газа при высоком спектральном разрешении частотного спектра, поглощаемого или испускаемого искомым газом с помощью высокоэффективного и селективного спектрального светофильтра, которым служит проба самого искомого газа. Аэрозольное ослабление излучения в узких спектральных участках полос поглощения атмосферных газов практически не зависит от длины волны. Следовательно, регистрация содержания CO₂ в столбе атмосферы корреляционными радиометрами со спутника по отраженному солнечному излучению поверхностью Земли во многом подобна регистрации с помощью спектрометров высокого разрешения типа “Русалка”, “Оракул”.

По предварительным оценкам разработчиков данной аппаратуры, точность интегральных измерений содержания CO₂ в столбе атмосферы составляет нескольких процентов при “благоприятных” по аэрозолю условиям измерений (Кораблев и др., 2005).

Метод регистрации отраженного и рассеянного солнечного излучения применим только на освещенной Солнцем части планеты, в то время как регистрация теплового уходящего излучения в дальней (6–15 мкм) ИК-области корреляционным радиометром позволяет изучать круглосуточные вариации характеристик состава атмосферы.

ВЫБОР СПЕКТРАЛЬНОГО ДИАПАЗОНА ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ РАДИОМЕТРОМ

Рассмотрим возможности измерения содержания CO₂ в атмосфере спутниковым корреляционным радиометром, анализирующим уходящее ИК-тепловое излучение Земли. Рабочий участок спектра выбирается, с одной стороны, достаточно широким, чтобы содержать большое количество линий поглощения исследуемого газа, а с другой, — настолько узким, чтобы минимизировать наличие линии поглощения других газов и их перекрытие с линиями поглощения исследуемого газа. За счет суммирования сигналов от многих линий поглощения газа достигается высокая чувствительность метода. Высокое быстродействие прибора, возможность использования слабых естественных источников излучения, малая чувствительность к вариациям его яркости, минимальный поток выходных данных — эти свойства пассивного корреляционного радиометра необходимы в аэрокосмической аппаратуре, когда требуется оперативное картографирование распределения конкретного газа в атмосфере.

В ИК-области (~10 мкм) тепловое излучение Земли близко по своим характеристикам к излучению абсолютно черного тела (коэффициент серости земной поверхности слабо зависит от типа подстилающей поверхности Земли). Ослабление данного излучения атмосферными дымками минимально по сравнению с ослаблением в остальных рассматриваемых спектральных полосах. В области 10 мкм тепловое излучение поверхности Земли более чем на два порядка величины больше, чем в ближнем ИК-диапазоне и значительно превышает отраженное и рассеянное солнечное излучение (Баландин и др., 2008).

Проведем предварительный анализ спектра ослабления CO₂ в диапазоне 800–1250 см⁻¹ с целью выбора наиболее информативного участка спектра для измерений содержания CO₂ со спутника. Расчеты спектров ослабления ИК-излуче-

ния атмосферными газами основаны на использовании информационной системы “СПЕКТРА” Института оптики атмосферы (ИОА СО РАН). На рис. 1 представлены спектры пропускания атмосферных газов в длинноволновой ИК-области спектра при давлении 1 атм, температуре 296 К и длине трассы $L_{тр}$ в соответствии с содержанием данного газа в столбе атмосферы.

Наиболее информативным участком спектра для измерений содержания CO_2 во всей толще атмосферы со спутника является область 920–960 cm^{-1} . В данном интервале частот ИК-излучения наблюдается минимальное наличие линии поглощения молекул воды, и практически отсутствуют спектральные линии озона и других атмосферных газов.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА ПОКАЗАНИЯ РАДИОМЕТРА

Интенсивность восходящего излучения зависит от ряда атмосферных параметров – вертикаль-

ного распределения температуры воздуха, концентрации поглощающих газов, температуры подстилающей поверхности и др. Рассмотрим влияние перечисленных выше параметров на показания корреляционного радиометра.

Для оценки чувствительности данного метода корреляционной спектроскопии к неизмеряемым газам, изменениям температуры воздуха и поверхности Земли при измерении содержания CO_2 в атмосфере использовалась модель стандартной атмосферы.

На рис. 2 приведены функции пропускания атмосферы в различных интервалах высот в спектральном диапазоне 920–960 cm^{-1} . Основной вклад в ослабление излучения вносят нижние слои атмосферы до высоты 10 км, обусловленный большим содержанием паров воды и углекислого газа.

Отношение разности мощности регистрируемых сигналов S_1, S_2 в каждом из каналов корреляционного спектрометра к их сумме Φ (аппаратурная функция) для неоднородной атмосферы имеет вид (Баландин и др., 2008)

$$\Phi = \frac{\left[\int_{\Delta\nu} T_{a_1} T_c d\nu - \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} T_{a_1} d\nu \int_{\Delta\nu} T_c d\nu \right] + \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (B_{a_i} - B_{a_{i+1}})}{(\varepsilon B_e - B_{a_1})} \left[\int_{\Delta\nu} T_{a_{i+1}} T_c d\nu - \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} T_{a_{i+1}} d\nu \int_{\Delta\nu} T_c d\nu \right] + J_c}{\left[\int_{\Delta\nu} T_{a_1} T_c d\nu + \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} T_{a_1} d\nu \int_{\Delta\nu} T_c d\nu \right] + \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (B_{a_i} - B_{a_{i+1}})}{(\varepsilon B_e - B_{a_1})} \left[\int_{\Delta\nu} T_{a_{i+1}} T_c d\nu + \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} T_{a_{i+1}} d\nu \int_{\Delta\nu} T_c d\nu \right] + \frac{2B_{a_n} \int_{\Delta\nu} T_c d\nu}{(\varepsilon B_e - B_{a_1})}}, \quad (1)$$

где ε – относительная излучательная способность (степень черноты) поверхности земли; $B(\nu, \theta)$ – светимость абсолютно черного тела с температурой θ на частоте ν ; индекс e относится к земле, индекс a – к атмосфере; n – число рассматриваемых последовательных однородных горизонтальных слоев атмосферы; T_{a_i} – функция пропускания излучения расположенными выше слоями атмосферы, начиная с i ; $T_c(\nu)$ – функция пропускания газа в корреляционной кювете; J_c – слагаемое, обусловленное излучением, испускаемым в корреляционном канале радиометра. Солнечной радиацией пренебрегаем.

При использовании ИК-фотоприемника с порогом чувствительности 10^{-9} Вт/см Гц^{1/2} минимальное угловое поле зрения должно составлять не менее 8°. Это обусловлено энергетическими требованиями к уровню полезного сигнала, необходимого для надежной регистрации изменения

информационного сигнала на величину не более 10^{-5} , соответствующего изменению содержания углекислого газа во всей толще атмосферы на ~1%. Пространственное разрешение на местности при регистрации с высоты 200 и 500 км составит соответственно ~28 и 70 км. Повышение пороговой чувствительности ИК-фотоприемника на два порядка (Ерофейчев, 1996) позволит довести пространственное разрешение до 2.8 и 7 км.

Максимальный уровень аппаратурной функции Φ (1) для многослойной модели атмосферы наблюдается при функции пропускания газа в корреляционном канале радиометра, соответствующей пропусканию (T) двуокиси углерода при давлении 1 атм и температуре 296 К на трассе длиной $L_{тр} \sim 250$ м (рис. 3а). Ослабление входного оптического излучения при этом происходит на 80% (рис. 3б), снижая в 5 раз точность регистрации малых изменений светового потока из-за постоянного уровня собственного шумового сигнала фо-

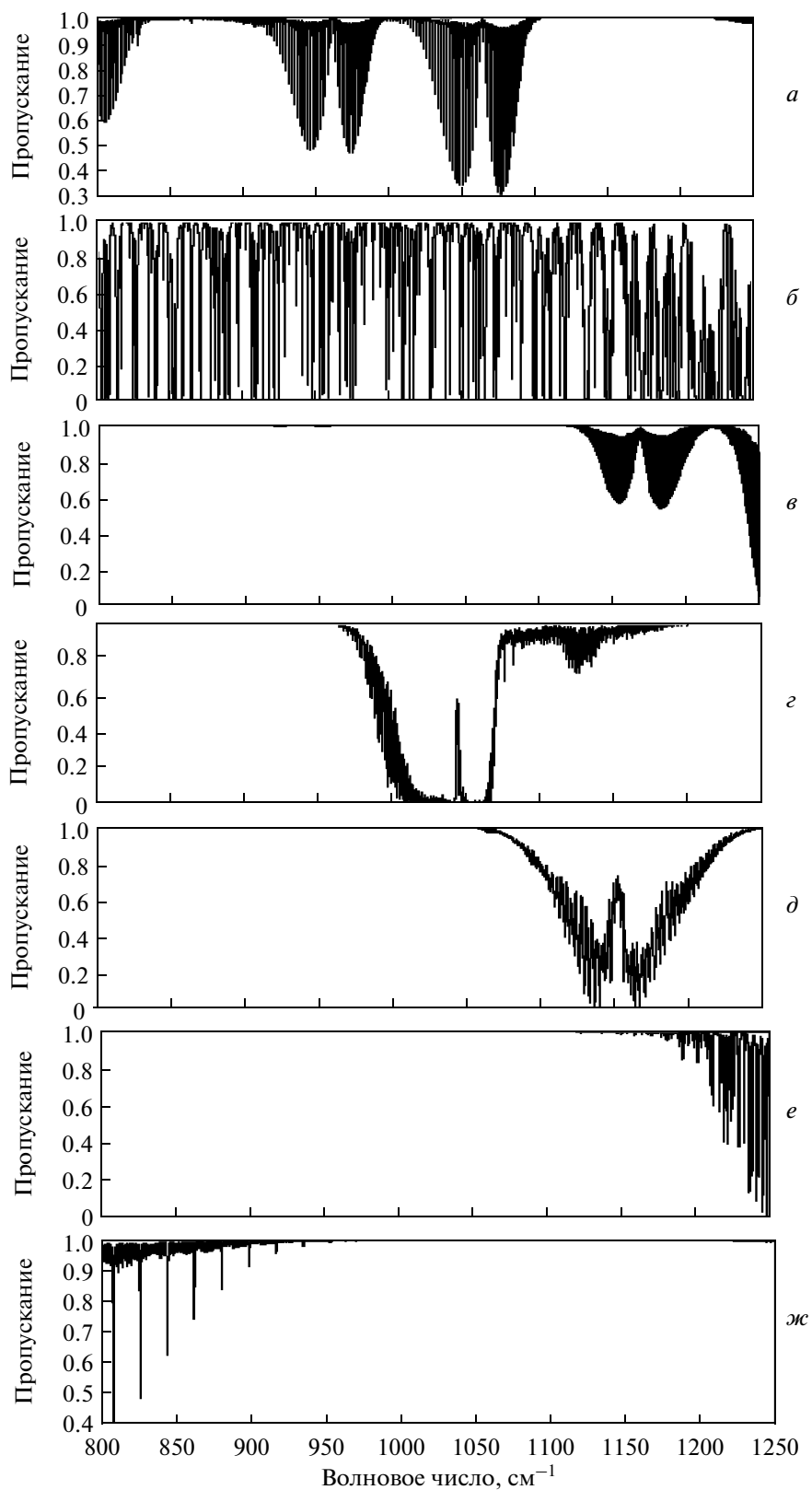


Рис. 1. Спектры пропускания атмосферных газов в длинноволновой ИК-области спектра при $P = 1 \text{ атм}$, $T = 296 \text{ К}$: *a* – CO_2 ($L_{\text{тр}} = 3 \text{ м}$); *б* – H_2O ($L_{\text{тр}} = 100 \text{ м}$); *в* – CH_4 ($L_{\text{тр}} = 0.01 \text{ м}$); *г* – O_3 ($L_{\text{тр}} = 0.01 \text{ м}$); *д* – N_2O ($L_{\text{тр}} = 0.01 \text{ м}$); *е* – SO_2 ($L_{\text{тр}} = 0.01 \text{ м}$); *ж* – NO_2 ($L_{\text{тр}} = 0.01 \text{ м}$).

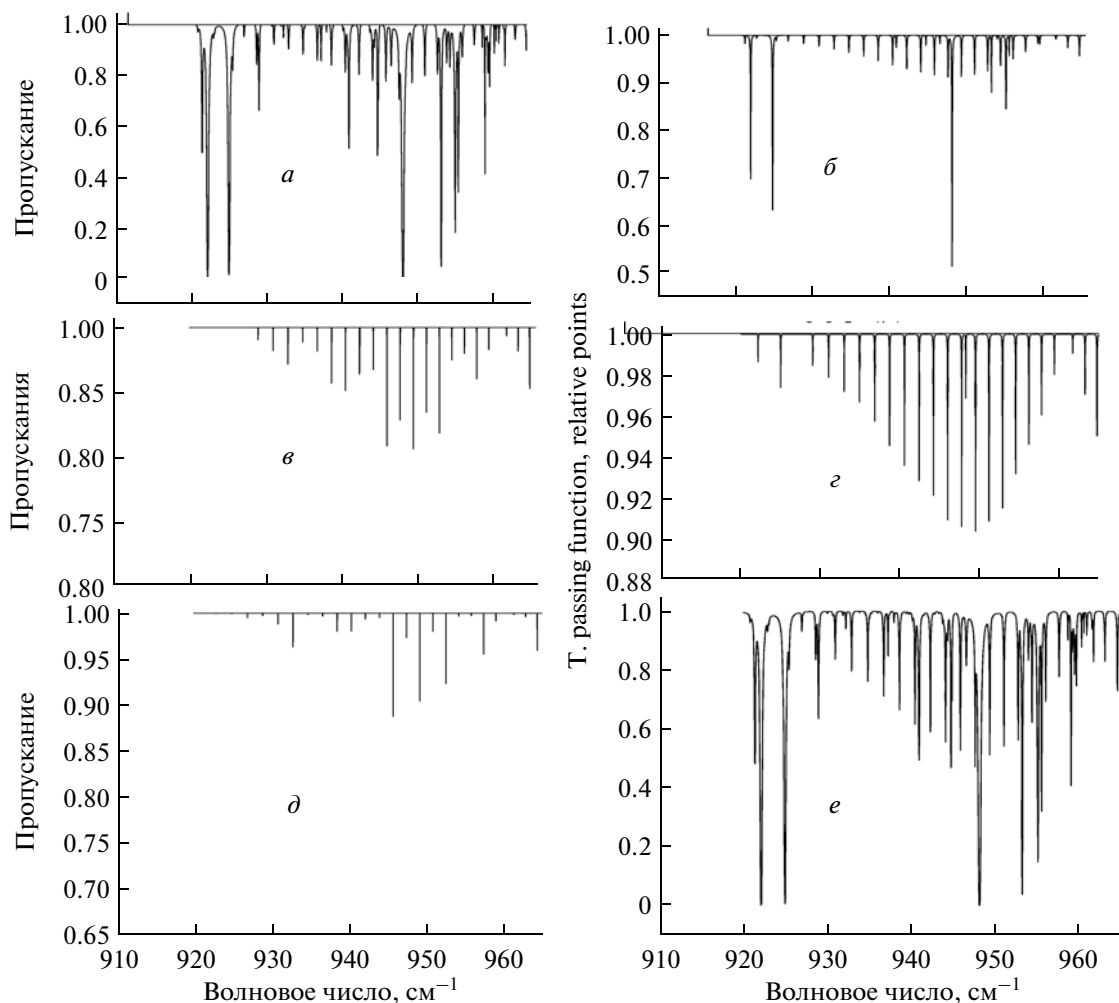


Рис. 2. Пропускание атмосферы в интервале высот: а – 0–5 км; б – 5–10 км; в – 10–20 км; г – 20–30 км; д – 30–40 км; е – 0–40 км.

топриемника. Пропускание трассы длиной 50 м приводит к ослаблению анализируемого оптического излучения на 40%. Снижение (на 10–15%) величины аппаратной функции при использовании функции пропускания фильтра в корреляционном канале радиометра соответствующей пропусканию трассы длиной 50 м повысит в ~3 раза чувствительность прибора.

В реальном приборе для измерения CO_2 в атмосфере со спутника вместо корреляционной кюветы целесообразно использование интерференционно-поляризационного фильтра, имитирующего оптимальную спектральную функцию пропускания CO_2 в выбранном участке спектра (Борисов и др., 1986).

Состояние земной атмосферы характеризуется пространственно-временными изменениями метеорологических величин. Сведения о вертикальном распределении температуры, влажности воздуха и других газовых примесей необходимы при

пассивном зондировании атмосферы космическими средствами. Измерения содержания CO_2 в атмосфере с помощью корреляционного радиометра требуют априорного знания вертикального распределения метеорологических величин атмосферы для определения аппаратных (калибровочных) функций (1) в зависимости от района земного шара, времени суток. Ниже приведены результаты расчетов влияния основных параметров атмосферы на погрешность данных измерений.

Расчеты аппаратной функции (1), выполненные при средней удельной влажности 1.86 г/кг (зима) и 8.06 г/кг (лето) в нижнем (0–5 км) слое атмосферы для вертикальной атмосферной трассы длиной 40 км, показали, что данные изменения влажности воздуха приводят к погрешности измерения CO_2 во всей толще атмосферы не более 0.3%.

Основной вклад в погрешность измерений вносят отклонения в используемой модели темпе-

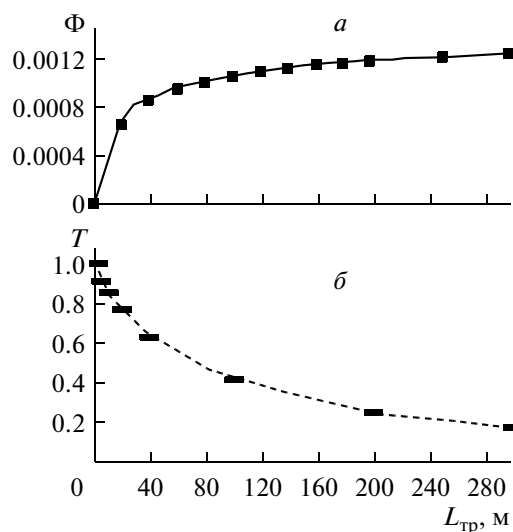


Рис. 3. *a* – Уровень выходного сигнала радиометра (Φ) при регистрации CO_2 во всей толще атмосферы; *b* – функция пропускания (T) двуокиси углерода при давлении 1 атм и температуре 296 К в зависимости от длины трассы $L_{\text{тр}}$.

ратуры поверхности Земли и вертикального распределения температуры воздуха в атмосфере от истинных значений вертикального распределения температуры в исследуемом районе. Изменение средней температуры поверхности Земли в поле зрения прибора от 280 до 305 К приводит к изменению аппаратной функции (1) от 0.001526 до 0.002536. Использовалась функция пропускания корреляционного канала, которая соответствует

пропусканию корреляционной кюветы длиной 50 м с газом CO_2 при давлении 1 атм, температуре 296 К. Следовательно, погрешность определения средней температуры земной поверхности в 0.5 К приводит к увеличению погрешности измерения содержания CO_2 в атмосфере на ~1 %.

В таблице приведена зависимость изменения аппаратной функции $\Delta\Phi$ от отклонения температуры $\Delta\theta$ в одном из выделенных интервалах высот атмосферы на 5 К.

Ошибка определения вертикального профиля температуры воздуха на 1 К (Поляков и др., 2010) в одном из нижних слоев атмосферы приводит к погрешности измерения содержания CO_2 во всей толще атмосферы на 1.6%. В более высоких слоях атмосферы погрешность задания профиля температуры воздуха меньше влияет на аппаратную функцию и убывает с высотой от 1% до 0.03%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что влияние вариаций параметров атмосферы на погрешность измерений содержания CO_2 во всем столбе атмосферы в спектральном интервале 920–960 cm^{-1} корреляционным спектральным газоанализатором со спутника в любое время суток может достигать нескольких процентов в условиях чистого неба при однородном распределении концентрации исследуемого газа в горизонтальных слоях атмосферы, априорном задании с необходимой точностью вертикального распределения метеорологических параметров атмосферы.

Изменения аппаратной функции в зависимости от вариаций температуры воздуха

Интервалы высот атмосферы, км	Изменение аппаратной функции, $\Delta\Phi$	Относительное изменение аппаратной функции, $\frac{\Delta\Phi}{\Phi}$ %	Относительное изменение аппаратной функции при изменении температуры на 1 К, $\frac{\Delta\Phi}{\Phi\Delta\theta}$ %
0–5	0.00020572	7.9	1.6
5–10	0.00020653	То же	То же
10–20	0.00012809	4.9	1
20–30	0.00001518	0.58	0.12
30–40	0.00000367	0.14	~0.03

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акименко Р.М., Арефьев В.Н., Брижанская Л.Л., Каменоградский Н.Е., Кашин Ф.В., Сорокина Л.И., Спекторов Л.А. Исследование углекислого газа в атмосфере // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 9. С. 49–53.
- Баландин С.Ф., Старновский С.А., Шишигин С.А. Анализ возможного применения метода корреляции газовых светофильтров для измерения содержания метана в атмосфере со спутника // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 10. С. 897–901.
- Борисов Ю.А., Гельфонд Ю.В., Конопелько Л.А., Лукинов Ю.И., Хапланов Г.М. Физический эквивалент оптической плотности поглощающей среды для проверки оптического газоанализатора // Тр. ЦАО. Методы и приборы для исследования малых газовых примесей в атмосфере. М.: Гидрометеиздат, 1986. Вып. 161. С. 72–80.
- Ерофейчев В.Г. Инфракрасные фокальные матрицы // Оптический журнал. 1996. № 6. С. 4–17.
- Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Каменоградский Н.Е., Семенов В.К., Синяков В.П. Содержание углекислого газа в толще атмосферы центральной части Евразии (станция мониторинга “Иссык-Куль” // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 521–530.
- Кораблев О.И., Виноградов И.И., Гнедых В.И., Поверев М.В., Родин А.В., Федорова А.А. Микроспектрометр парниковых газов // Вопросы миниатюризации в современном космическом приборостроении. Сб. ст. выездного семинара, Таруса. М.: ИКИ, 2005. С. 235–248.
- Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Успенский А.Б. Температурно-влажностное зондирование атмосферы по данным спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения (ИКФС-2) // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 4. С. 85–90.
- Седунов Ю.С., Авдюшин С.И., Борисенков Е.П., Волковицкий О.А., Петров Н.Н., Рейтенбах Р.Г., Смирнов В.И., Черников А.А. Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.
- Тимофеев Ю.М., Шульгина Е.М. Российские исследования в области атмосферной радиации в 2003–2006 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 2. С. 193–208.
- Успенский А.Б., Кухарский А.В., Романов С.В., Рублев А.Н. Мониторинг концентраций диоксида углерода и общего содержания метана в тропосфере над Сибирью по данным спутниковых ИК-зондировщиков AIRS, IASI // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 1. С. 14–21.
- Успенский А.Б., Кухарский А.В., Рублев А.Н. Детектирование тропосферных вариаций CO₂ по данным спутникового ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 4. С. 42–51.
- Tolton Boyd T. A concept for a gas-filter correlation radiometer to remotely sense the atmospheric carbon dioxide column from space // *Atm. Ocean. Tech.* 2004. V. 21. P. 837–852.

Influence of Parameters of Atmosphere to Measuring of the Content of Carbon Dioxide in Air by a Correlation IR-Radiometer from Satellite

S. F. Balandin, S. A. Shishigin

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk

Is selected of a spectral range 920–960 cm⁻¹ for measuring carbon dioxide in an atmosphere from the satellite by a correlation method, the optimal function of transmission investigate gas in the correlation channel of a radiometer is estimated. Influence of atmospheric gases (H₂O, CO, O₃, N₂O, CH₄) and Earth surface temperature error as well as its vertical distribution on the error of CO₂ content measurement in the atmosphere can reach several percents.

Keywords: correlation radiometer, carbon dioxide, atmosphere, satellite, radiation

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

СЕГМЕНТАЦИЯ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ ПО ТЕКСТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

© 2011 г. В. Г. Астафуров^{1,2*}, А. В. Скороходов²

¹ Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, Томск

² Учреждение Российской академии наук Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева
Сибирского отделения РАН, Томск

*E-mail: astafurov@iao.ru

Поступила в редакцию 13.01.2011 г.

Предложен новый подход к формированию наборов информативных текстурных признаков, определяемых на основе матрицы смежности градаций яркости изображения. Метод основан на анализе степени изменчивости текстурных признаков и величине их коэффициентов корреляции. Приводятся наборы информативных признаков для спутникового изображения спектрорадиометра MODIS и нескольких размеров скользящего окна. Для сегментации спутниковых изображений используется алгоритм на основе самоорганизующейся нейронной сети Кохонена. Обсуждаются результаты сегментации.

Ключевые слова: типы облаков, сегментация, текстурные признаки, нейронная сеть

ВВЕДЕНИЕ

Результаты дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса используются для решения широкого круга задач, связанных с метеорологией, переносом загрязнений, сельским и лесным хозяйством. Для решения некоторых из перечисленных задач требуются данные о типах облачности, согласно принятым в метеорологии стандартам (Мазин, Хргиан, 1989), и подстилающей поверхности. В настоящее время существует множество систем космического базирования, предназначенных для ДЗЗ, которые позволяют получать информацию с различным пространственным и спектральным разрешением. Системы IKONOS, ALOS, QuickBird и др. характеризуются высоким пространственным разрешением до 10 м и небольшой шириной полосы обзора от 10 до 600 км. Изучение и контроль глобальных процессов в атмосфере и на земной поверхности связаны с использованием данных спектрорадиометров MODIS, MERIS, AVHRR и др. с низким пространственным разрешением (>100 м) и полосой обзора 1000–3000 км.

Решение проблемы сегментации спутниковых изображений связано, во-первых, с выбором алгоритма сегментации и, во-вторых, с формированием набора информативных признаков, с учетом особенностей исходных данных и решаемой задачи. Например, для облаков недостаточно их физических характеристик, таких как температура верхней границы, альbedo, значение индексов

NDVI и NDSI и ряд других, которые можно восстановить по спутниковым данным. При этом различные типы облачности и подстилающей поверхности отличаются по своей текстуре, под которой будем понимать некоторым образом организованный локальный участок изображения, обладающий свойством однородности видеоданных. Применение текстурных признаков позволяет описать различные типы облачности и подстилающей поверхности по структуре изображения или его текстуре как некоторой универсальной классификационной характеристики. В ряде случаев при решении задач классификации использование текстурных признаков является более предпочтительным, чем использование физических характеристик, полученных по данным ДЗЗ. Например, в работе (Захваткина и др., 2009) показано, что использование текстурных признаков и статистик высокого порядка вносит более весомый вклад в разделение льдов по типам, чем их удельная эффективная площадь рассеяния. Данные ДЗЗ позволяют сформировать облачную маску (Shiffman, 2004), не проводя классификацию облачности по типам, а текстурные признаки – описывать яркостную неоднородность, которая характерна для различных типов облачных образований (Потапов, 2003). Для измерения и описания текстуры можно использовать различные статистические подходы. Один из них основан на вычислении матрицы смежности (Харалик, 1979), которая характеризует пространственное распределение и пространственную вза-

Таблица 1. Описание текстуры различных типов облаков

Тип облаков	Описание текстуры
Перистые	Волокнистая структура нитевидной формы, волокна которой расположены параллельно друг другу.
Слоистые	Однородные матовые участки, которые имеют серый и светло-серый тон.
Кучевые	Характерная структура изображения зернистая или волокнистая (ячейки, полосы, цепочки). Имеет большую яркостную неоднородность. Ее тон изменяется от серого и черного до ярко-белого.
Слоисто-кучевые	Характерна зернистая структура, которая имеет вид крупных или мелких гранул. Иногда она представляет собой изолированные расплывшиеся пятна, в центре которых, как правило, прослеживается относительно яркое образование. Имеет серый и светло-серый тон на ИК изображениях, светлый и ярко-белый тон на снимках, полученных в видимом диапазоне спектра.
Кучево-дождевые	Характеризуется яркими белыми пятнами с более темными краями.

имосвязь значений яркости локальной области изображения. В указанном обзоре отмечается возможность использования таких текстур для описания спутниковых изображений, их сегментации и идентификации различных типов облачности.

В настоящее время не существует универсального подхода к формированию информативного набора текстурных признаков (ТП), обеспечивающих, например, минимум средних ошибок распознавания (ошибка отнесения распознаваемого объекта к определенному классу). Процедура формирования такого набора ТП зависит от выбранных характеристик текстуры и используемого алгоритма сегментации. При этом следует прежде всего определить функционал информативности подсистемы признаков. В работе (Мицель и др., 2005) предложен метод формирования набора ТП, вычисленных на основе матриц смежности и используемых для непараметрического алгоритма текстурного анализа, с оценкой их информативности по величине эмпирического риска, а в статье (Харалик, 1979) рассмотрен другой подход, основанный на вычислении собственных векторов.

В данной работе описывается методика сегментации спутниковых снимков с помощью алгоритма на основе самоорганизующейся нейронной сети Кохонена и текстурных признаков изображения.

ТЕКСТУРА ОБЛАКОВ

Различают три основных типа текстуры – матовая, зернистая и волокнистая (Герман, 1975):

1) матовая текстура характеризуется однородным тоном изображения. Спутниковые снимки этой текстуры отличаются между собой только по яркости. Она свойственна изображениям открытых участков водной поверхности, суши в районах достаточного увлажнения, засушливых участ-

ков суши, сплошных льдов и снежного покрова, тумана и слоистых облаков;

2) зернистая текстура – скопление пятен (зерен) светлого или темного цвета на соответствующем фоне. Мелкие зерна обычно характерны для изображений кучевых облаков. Размеры зерен в этом случае настолько малы, что детали и формы отдельных облаков полностью скрадываются. Слоисто-кучевые облака выглядят аналогично, только зерна в этом случае более темные на светлом фоне. При этом зерна соответствуют просветам между облаками;

3) волокнистая текстура представляется в виде нитей (волокон), которая схожа с текстурой среза стволов деревьев.

Рассмотренные характеристики могут лечь в основу классификации типов облаков и подстилающей поверхности на спутниковых снимках, сделанных в видимом диапазоне спектра. Необходимо отметить, что не всегда удается точно классифицировать различные типы облаков из-за их сходства на аэрокосмических снимках. Кроме этого, проявление текстуры облачности и подстилающей поверхности будет отличаться (по размеру, по детализации контура и т.д.) для систем ДЗЗ с различной разрешающей способностью. Поэтому следует использовать условную классификацию облаков и подстилающей поверхности по ТП, составленную с учетом спектральных характеристик и пространственного разрешения аппаратуры ДЗЗ.

В табл. 1, составленной по материалам (Герман, 1975; Мазин, Хргиан, 1989), приведены некоторые типы облаков и описание их текстур. Данные характеристики позволяют увидеть отличия в текстурах различных типов облаков и сопоставить их с реальными спутниковыми снимками. Подобные таблицы можно составить и для подстилающей поверхности, например, так, как это сделано в работе (Харалик, 1979) для песчаника.



Рис. 1. Фрагмент снимка со спутника Terra (MODIS) над заливом Гудзона.

На рис. 1 выделенный участок облачного поля имеет большую яркостную неоднородность, тон меняется от белого до серого и черного, текстура имеет форму цепочек. Согласно данным табл. 1, этот участок соответствует кучевой облачности и его можно использовать в качестве эталона для данного типа облаков.

СИСТЕМА ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ

Для сегментации используется система текстурных признаков, рассчитанных на основе матрицы пространственной зависимости градаций яркости P , называемой также матрицей смежности (Потапов, 2003; Харалик, 1979). Элементы матрицы $P_{i,j}$ рассчитываются по фрагменту изображения, выделенному скользящим окном с размерами n_x, n_y по вертикали и горизонтали соответственно. Подробное описание методики вычисления элементов матрицы смежности приведено в статье (Харалик, 1979). Нами использовалась приведенная ниже система ТП, формулы для вычисления которых и их интерпретация взяты из работы (Мицель и др., 2005).

Энергия

$$T_1 = \sum_{i=0}^{K-1} \sum_{j=0}^{K-1} P_{i,j}^2, \quad (1)$$

где K – число градаций яркости изображения.

Энтропия

$$T_2 = - \sum_{i=0}^{K-1} \sum_{j=0}^{K-1} P_{i,j} \lg P_{i,j} \quad (2)$$

характеризует неравномерность распределения яркостных свойств элементов изображения.

Максимальная вероятность

$$T_3 = \max_{i,j} P_{i,j}. \quad (3)$$

Первый начальный момент, или среднее значение яркости изображения в скользящем окне

$$T_4 = s^{-2} \sum_{i=1}^{n_x} \sum_{j=1}^{n_y} I_{i,j}, \quad (4)$$

где $s = n_x \times n_y$, $I_{i,j}$ – оцифрованный уровень яркости элемента (i, j) изображения, выделенного скользящим окном.

Вариация

$$T_5 = \sum_{g=0}^{K-1} (g - T_4)^2 F(g), \quad (5)$$

где $F(g)$ – количество пикселей с яркостью g в скользящем окне.

Однородность

$$T_6 = \sum_{i=0}^{K-1} \sum_{j=0}^{K-1} P_{i,j} / (1 + |i - j|). \quad (6)$$

Второй угловой момент

$$T_7 = \sum_{i=0}^{K-1} \sum_{j=0}^{K-1} (P_{i,j} / M)^2, \quad (7)$$

где M – общее количество пар примыкающих к друг к другу элементов. Второй угловой момент является мерой гомогенности изображения.

Контраст

$$T_8 = \sum_{n=0}^{K-1} n^2 \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K P_{i,j} / M, \quad |i - j| = n \quad (8)$$

определяется величиной локальных вариаций яркости изображения. С ростом числа локальных вариаций яркостей контраст возрастает.

Дисперсия

$$T_9 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (i - m)^2 (P_{i,j} / M), \quad (9)$$

где

$$m = \frac{1}{K^2} \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K P_{i,j}$$

– среднее значение элементов матрицы смежности. Дисперсия определяет вариации яркости относительно среднего значения.

Момент обратной разности, или инверсия

$$T_{10} = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K [1 + (i - j)^2] (P_{i,j}^2 / M) \quad (10)$$

тесно связана с контрастом и отражает степень разброса значений элементов матрицы смежности относительно ее главной диагонали. Этот признак является альтернативой контрасту в случае влияния краевых структур, поскольку относительно большие разности в значениях яркости вносят минимальный вклад в конечный результат.

Суммарное среднее

$$T_{11} = \sum_{n=1}^{2K} n p_+(n), \quad (11)$$

где $p_+(n) = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K P_{i,j} / M$ при $i + j = n$, $n = 2, 3, \dots$, $2K$ – гистограмма сумм значений яркости.

Суммарная энтропия

$$T_{12} = \sum_{n=1}^{2K} p_+(n) \lg(p_+(n)) \quad (12)$$

характеризует неравномерность распределения яркостных свойств элементов изображения.

Информативным считается такой ТП, который неоднороден на заданном фрагменте изображения и некоррелирован с другими ТП. Степень изменчивости или неоднородности ТП δ_i определяется величиной его относительного среднеквадратического отклонения

$$\delta_i = \frac{\sigma_i}{m_1[T_i]}, \quad (13)$$

где σ_i – среднеквадратическое отклонение ТП T_i для выбранного фрагмента изображения, $m_1[T_i]$ – его среднее значение. Чем больше величина δ_i , тем более информативен данный ТП. И, наоборот, уменьшение величины δ_i показывает, что различные участки фрагмента изображения незначительно отличаются по данному признаку и его использование для сегментации или классификации не приведет к разделению различных текстур. Коэффициент корреляции $r_{i,j}$ характеризует степень зависимости значений пары ТП T_i, T_j на данном фрагменте.

Нами предложена следующая методика для формирования набора информативных текстурных признаков:

1. Выбирается фрагмент исследуемого изображения.
2. Фрагмент обрабатывается с помощью скользящего окна заданного размера и вычисляется набор значений текстурных признаков $T_i, i = \overline{1, 12}$.
3. Для каждого ТП вычисляются степень изменчивости δ_i и оценки коэффициентов корреляции $\hat{r}_{i,j}$ различных пар T_i, T_j ТП на заданном фрагменте изображения по формуле

$$\hat{r}_{i,j} = \frac{\sum_{k=1}^N ((x_{i,k} - \hat{m}_1[T_i]))((x_{j,k} - \hat{m}_1[T_j]))}{\left\{ \sum_{k=1}^N (x_{i,k} - \hat{m}_1[T_i])^2 \sum_{k=1}^N (x_{j,k} - \hat{m}_1[T_j])^2 \right\}^{1/2}}. \quad (14)$$

Здесь $\{x_{i,k}\}, k = \overline{1, N}$ – набор значений i -го ТП для выбранного фрагмента; N – число рассчитанных значений ТП для данного фрагмента;

$$\hat{m}_1[T_i] = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_{i,k}$$

– выборочное среднее значение i -го ТП.

Таблица 2. Значения порога r^* для различных размеров скользящего окна

$n_x \times n_y$	N	r^*		
		$\alpha = 0.005$	$\alpha = 0.01$	$\alpha = 0.1$
4×4	2500	0.06	0.05	0.03
8×8	625	0.11	0.10	0.06
16×16	169	0.19	0.18	0.12
20×20	100	0.24	0.22	0.15
40×40	25	0.13	0.14	0.16

4. Формируется набор информативных текстурных признаков.

Для оценки значимости коэффициента корреляции выбранной пары текстурных признаков используется методика, описанная в (Бендат, Пирсол, 1989), согласно которой проверяется гипотеза $H_0 : r_{i,j} = 0$ о равенстве нулю коэффициента корреляции i -го и j -го ТП при конкурирующей гипотезе $H_1 : r_{i,j} \neq 0$, т.е. корреляция является значимой. Если нулевая гипотеза отвергается, то это означает, что коэффициент корреляции значимо отличается от нуля, а ТП можно считать коррелированными. В этом случае следует считать, что их совместное использование нецелесообразно. Если принимается нулевая гипотеза, то корреляцией соответствующих ТП можно пренебречь, и оба признака будем считать информативными.

В качестве статистики критерия использовалась случайная величина

$$w_{i,j} = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{1 + \hat{r}_{i,j}}{1 - \hat{r}_{i,j}} \right].$$

Распределение случайной величины $w_{i,j}$ асимптотически нормальное со средним значением и дисперсией, равными

$$\mu_w = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{1 + r_{i,j}}{1 - r_{i,j}} \right], \quad \sigma_w^2 = \frac{1}{N-3}.$$

Величина порога, при заданном уровне значимости α , равна

$$\Delta = z_{\alpha/2} / \sqrt{N-3}.$$

При $|w_{i,j}| \leq \Delta$ принимается гипотеза H_0 , в противном случае гипотеза H_0 отклоняется. Величина $z_{\alpha/2}$ при заданном α определяется соотношением

$$\alpha/2 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{z_{\alpha/2}}^{\infty} e^{-\frac{z^2}{2}} dz.$$

Это эквивалентно сравнению выборочного значения коэффициента корреляции $\hat{r}_{i,j}$ с порогом

$$r^* = \frac{e^{\frac{2z_{\alpha/2}}{\sqrt{N-3}}} - 1}{e^{\frac{2z_{\alpha/2}}{\sqrt{N-3}}} + 1}.$$

При $|\hat{r}_{i,j}| \leq r^*$ принимается гипотеза H_0 , в противном случае она отклоняется. В табл. 2 приведены пороговые значения r^* для различных размеров скользящего окна и уровней значимости.

Для исследования ТП на информативность было выбрано девять фрагментов изображений размером 208×208 пикселей, три из которых показаны на рис. 2, для спутникового снимка MODIS, синтезированного по спектральным каналам 1, 3 и 4 с помощью программы ENVI. Выбранные каналы используются для исследования контуров облаков и земных объектов и их свойств. Все фрагменты обрабатывались скользящим окном размером $n_x \times n_y$ пикселей. Для каждого фиксированного положения окна вычислялось N значений всех исследуемых ТП по формулам (1)–(12). Затем рассчитывалась степень относительной изменчивости ТП δ_i , $i = \overline{1, 12}$ (13) и оценки коэффициентов корреляции $\hat{r}_{i,j}$ (14) всех пар признаков. В табл. 3 приведен пример результатов расчета оценок $\hat{r}_{i,j}$ для фрагмента изображения, показанного на рис. 2б, и размера скользящего окна 16×16 . Такие таблицы были рассчитаны для всех фрагментов изображения и размеров скользящего окна, приведенных в табл. 2. Для всех фрагментов изображения по таблицам оценивалась значимость коэффициентов корреляции описанным выше пороговым методом. Результаты исследований для трех фрагментов, показанных на рис. 2а, 2б, 2в, и размеров скользящего окна $n_x \times n_y = 16 \times 16$ приведены в табл. 4. Здесь для каждого ТП указа-

ны три значения $L_1/L_2/L_3$ числа L , каждое из которых определяет, сколько раз для оценок коэффициентов корреляции $\hat{r}_{i,j}$ i -го признака ($i \neq j$) на заданном фрагменте изображения выполнялось условие $|\hat{r}_{ij}| \leq r^*$. При этом L_1 соответствует фрагменту, показанному на рис. 2а, L_2 – на рис. 2б и L_3 – на рис. 2в. Из таблицы следует, что энтропия, инверсия (момент обратной разности), первый начальный момент и вариация становились независимыми (корреляция была менее 0.18) большее число раз (для энтропии $L_2 = 6$, для инверсии $L_2 = 5$, для первого начального момента $L_2 = 7$, для вариации $L_2 = 3$). А если учесть, что эти признаки имеют более высокую относительную изменчивость по сравнению с другими признаками, то это позволяет сделать вывод об их информативности для фрагмента, показанного на рис. 2б.

В табл. 5 обобщены результаты исследований на информативность всех выбранных фрагментов изображения. Приняты следующие обозначения: J – число фрагментов изображения, для которых степень изменчивости δ_i текстурного признака T_i превышала пороговое значение $\delta^* = 0.7$.

$$L_{\Sigma} = \sum_{i=1}^n L_i,$$

где i – номер фрагмента изображения, n – число выбранных фрагментов (в нашем случае $n = 9$). Величина $\delta_i = 0.7$ была выбрана опытным путем по результатам исследования различных фрагментов изображения. По этой таблице принималось решение об информативности того или иного ТП с учетом значений L_{Σ} и J . В нашем случае в качестве информативных признаков для сегментации можно рекомендовать дисперсию (9), энтропию (2), инверсию (момент обратной разности) (10), первый начальный момент (4) и вариацию (5), так как они имеют наибольшие значения L_{Σ} и J . Следует отметить, что наборы эффективных ТП для синтезированного изображения и монохромных изображений, построенных по данным отдельных каналов, не совпадают между собой. При этом каждое монохромное изображение имеет свой набор ТП. Для сравнения в табл. 5 приведены значения параметров $L_{\Sigma}(4)$, $J(4)$ для монохромного изображения, построенного по данным канала 4. В этом случае набор эффективных признаков включает в себя однородность (6), контраст (8), дисперсию (9), первый начальный момент (4) и отличается от соответствующего набора для синтезированного изображения. Стоит особо подчеркнуть, что для изображения, синтезированного по другим каналам, необходимо формировать свой набор эффективных ТП.

Исследования проводились для скользящих окон различного размера. Полученные результа-

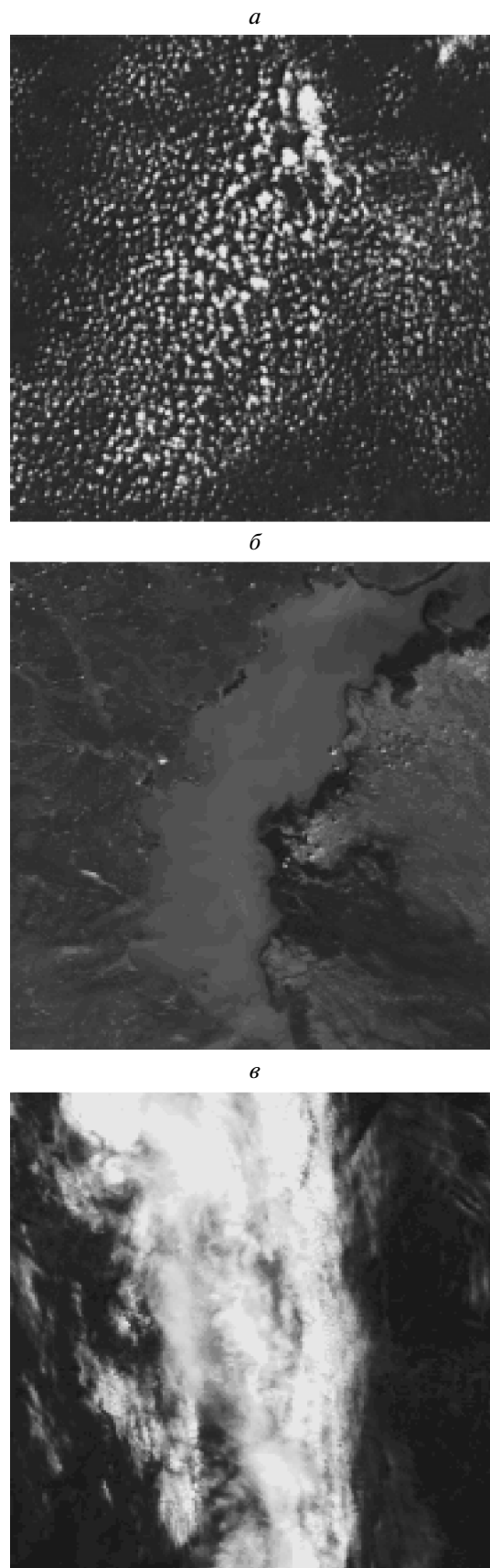


Рис. 2. а, б, в – исследуемые фрагменты спутникового снимка MODIS.

Таблица 3. Оценки значений коэффициентов корреляции $\hat{r}_{i,j}$ для $n_x \times n_y = 16 \times 16$ и фрагмента изображения, показанного на рис. 2б

Признаки	Однородность	Энергия	Контраст	Дисперсия	Энтропия	Максимальная вероятность	Инверсия	Первый начальный момент	Вариация	Второй угловой момент	Суммарное среднее	Суммарная энтропия
Однородность	1.000	0.782	0.974	0.216	0.172	0.659	0.372	-0.227	0.210	0.782	0.618	0.592
Энергия	0.782	1.000	0.868	-0.211	-0.179	0.937	0.285	-0.136	-0.218	1.000	0.376	0.007
Контраст	0.974	0.868	1.000	0.055	0.078	0.739	0.481	-0.227	0.048	0.868	0.579	0.440
Дисперсия	0.216	-0.211	0.055	1.000	0.786	-0.251	-0.096	-0.123	0.998	-0.211	0.237	0.758
Энтропия	0.172	-0.179	0.078	0.786	1.000	-0.248	0.162	-0.125	0.776	-0.179	0.273	0.684
Максимальная вероятность	0.659	0.937	0.739	-0.251	-0.248	1.000	0.112	-0.046	-0.258	0.937	0.299	-0.107
Инверсия	0.372	0.285	0.481	-0.096	0.162	0.112	1.000	-0.185	-0.101	0.285	0.315	0.223
Первый начальный момент	-0.227	-0.136	-0.227	-0.123	-0.125	-0.046	-0.185	1.000	-0.120	-0.136	0.525	-0.248
Вариация	0.210	-0.218	0.048	0.998	0.776	-0.258	-0.101	-0.120	1.000	-0.218	0.236	0.757
Второй угловой момент	0.782	1.000	0.868	-0.221	-0.179	0.937	0.285	-0.136	-0.218	1.000	0.376	0.007
Суммарное среднее	0.618	0.376	0.579	0.237	0.273	0.299	0.315	0.525	0.236	0.376	1.000	0.496
Суммарная энтропия	0.592	0.007	0.440	0.758	0.684	-0.107	0.223	-0.248	0.757	0.007	0.496	1.000
Степень изменчивости	0.177	0.676	0.394	0.968	0.573	0.486	0.249	0.989	0.089	0.676	0.960	0.791

Таблица 4. Результаты оценки значимости коэффициентов корреляции для фрагментов изображения, показанных на рис. 2

Текстурные признаки	$L_1/L_2/L_3$	
	$\alpha = 0.01, r^* = 0.18$	$\alpha = 0.1, r^* = 0.12$
Однородность	2/1/2	2/0/1
Энергия	0/3/1	0/1/0
Контраст	0/3/5	0/3/4
Дисперсия	0/3/3	0/3/2
Энтропия	2/6/1	2/2/1
Максимальная вероятность	0/3/1	0/3/0
Инверсия	0/5/6	0/3/4
Первый начальный момент	2/7/4	2/4/3
Вариация	0/4/2	0/3/2
Второй угловой момент	0/3/1	0/1/0
Суммарное среднее	2/0/2	2/0/1
Суммарная энтропия	0/3/0	0/3/0

ты обобщены в табл. 6, в которой выделены четыре наиболее информативных ТП для каждого размера окна. Из указанной таблицы видно, что наиболее информативные признаки совпадают для

скользящих окон размером 20×20 и 40×40 пикселей. Это свидетельствует о нецелесообразности дальнейшего увеличения размера скользящего окна. Аналогичный результат отмечен в работе

Таблица 5. Результаты исследований на информативность ТП выбранных фрагментов изображения для уровня значимости $\alpha = 0.01$

Текстурный признак	$L_{\Sigma}(4)$	$J(4)$	L_{Σ}	J
Однородность	26	7	19	0
Энергия	14	4	17	5
Контраст	25	6	20	0
Дисперсия	22	9	19	9
Энтропия	21	7	24	5
Максимальная вероятность	21	0	22	0
Инверсия	22	5	22	3
Первый начальный момент	35	6	34	9
Вариация	19	9	20	9
Второй угловой момент	14	5	17	4
Суммарное среднее	8	1	5	2
Суммарная энтропия	20	0	15	0

Таблица 6. Наборы информативных текстурных признаков для уровня значимости $\alpha = 0.01$

$n_x \times n_y = 4 \times 4$	8×8	16×16	20×20	40×40
Однородность	Дисперсия	<i>Энтропия</i>	<i>Энтропия</i>	<i>Энтропия</i>
<i>Энтропия</i>	<i>Инверсия</i>	Максимальная вероятность	Максимальная вероятность	Максимальная вероятность
Первый начальный момент	Первый начальный момент	Инверсия	Первый начальный момент	Первый начальный момент
Суммарное среднее	Суммарное среднее	Первый начальный момент	Суммарная энтропия	Суммарная энтропия

(Потапов, 2003), где показано, что при изменении размеров окна от 20×20 до 80×80 пикселей численные значения текстурных признаков изменялись всего на 5–10%. Там же говорится, что окна 20×20 пикселей наиболее эффективны для текстурной обработки аэрокосмических фотографий с.-х. угодий, пастбищ, лесных массивов и других сходных объектов. А в окнах размером 3×3 или 5×5 пикселей статистические текстурные меры больше действуют как обнаружители перепадов яркости, а не как измерители текстуры.

АЛГОРИТМ СЕГМЕНТАЦИИ НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИИ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Для сегментации спутниковых изображений нами выбрана однослойная нейронная сеть Кохонена с алгоритмом обучения СВТА (победитель получает все с механизмом утомления) как наиболее эффективным, обеспечивающим минимум ошибок квантования (Осовский, 2002; Хайкин, 2008). К числу основных преимуществ нейронных сетей относятся возможность использовать их для обработки искаженных и зашумленных данных, а также возможность организации параллельных вы-

числений (Осовский, 2002; Хайкин, 2008), что может обеспечить высокую производительность при обработке больших массивов данных ДЗЗ из космоса. На рис. 3 показана архитектура выбранной однослойной сети. На ее вход подаются признаки, используемые для сегментации спутникового изображения. Входной нормированный вектор признаков $x = X/\|X\|$, где $X = (X_1, X_2, X_3, X_4, \dots, X_{s+3})^T$, $X_1 = X_R, X_2 = X_G, X_3 = X_B, X_R, X_G, X_B$ – средние значения цветовых компонентов выделенной части фрагмента изображения скользящим окном; $X_4 = T_{i1}, \dots, X_{s+3} = T_{is}, T_{i1}, T_{i2}, \dots, T_{is}$ – набор текстурных признаков, число которых равно s . Число нейронов равно p . Отклик u_j нейрона j определяется выражением

$$u_j = \sum_{i=1}^{s+3} w_{ji}x_i,$$

где

$$W_j = (w_{j1}, w_{j2}, \dots, w_{j(s+3)})^T$$

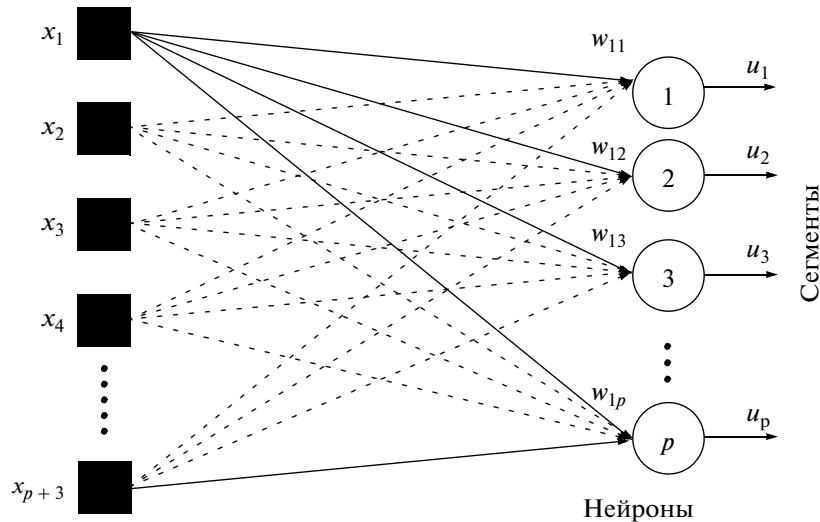


Рис. 3. Архитектура самоорганизующейся нейронной сети Кохонена.

– вектор синаптических весов нейрона j . По результатам сравнения откликов всех нейронов победителем признается тот нейрон, значение $u_j / N_j(l)$ у которого будет наибольшим. Здесь $N_j(l)$ – число побед нейрона j на шаге l . Нейрон-победитель вырабатывает на своем выходе состояние 1, а остальные (проигравшие) нейроны переходят в состояние 0. Такой подход реализует ступенчатую функцию активации нейронов. В процессе обучения для активированного нейрона-победителя происходит уточнение вектора весовых коэффициентов \mathbf{W}_j на шаге l по правилу Гроссберга

$$\mathbf{W}_j(l+1) = \mathbf{W}_j(l) + \eta(l)(\mathbf{x} - \mathbf{W}_j(l)), \quad (15)$$

где $\eta(l)$ – параметр скорости обучения сети, который определяет точность и производительность процесса самоорганизации (Хайкин, 2008). Нейроны уточняют свои весовые коэффициенты таким образом, что при предъявлении группы близких по значениям входных векторов победителем всегда оказывается один и тот же нейрон. В процессе обучения сети именно этот нейрон определяет свою категорию данных в пространстве решений. Такая процедура называется самоорганизацией процесса обучения. Чем больше число нейронов, тем более детально будет выполняться сегментация изображения. Однако при этом могут появиться сегменты, содержащие всего один пиксел, а некоторые нейроны могут и вовсе не активироваться.

В процессе обучения нейронной сети и при сегментации изображения скользящее окно движется вправо, начиная с левого верхнего угла изображения, смещаясь каждый раз на один пиксел. После достижения правого края изображения осуществляется возврат окна к левой границе

изображения со сдвигом вниз на один пиксел вниз и т.д. В процессе обучения на первом этапе сканируется все изображение, а при повторном сканировании обучение прекращается при выполнении для всех нейронов условий

$$\sqrt{\sum_{i=1}^{s+3} (w_{ji}(n+1) - w_{ji}(n))^2} \leq 1, \quad j = \overline{1, p}.$$

С учетом особенностей этапа обучения сети, было выбрано постоянное значение параметра $\eta(l)$ в выражении (15), равное 0.05. Процесс сегментации настроенной нейронной сетью подобен процедуре обучения. Разница заключается в том, что после определения нейрона-победителя происходит не уточнение его весовых коэффициентов, а перекрашивание центрального пиксела скользящего окна в цвет сегмента, который представляет нейрон-победитель.

Для оценки результативности проведенных исследований была выполнена сегментация спутникового изображения по RGB-компонентам цвета, с использованием неинформативных ТП и с помощью найденного набора информативных ТП. На рис. 4 представлены исходный фрагмент изображения (рис. 4а) и результаты его сегментации: по RGB-компонентам (рис. 4б), когда $\mathbf{X} = (X_R, X_G, X_B)^T$; с использованием RGB-компонентов и трех ТП – вариация, контраст и суммарное среднее (рис. 4в), что соответствует $\mathbf{X} = (X_R, X_G, X_B, T_5, T_8, T_{11})^T$; с использованием RGB-компонентов и набора информативных ТП – энтропия, максимальная вероятность, первый начальный момент и инверсия (рис. 4г), когда $\mathbf{X} = (X_R, X_G, X_B, T_2, T_3, T_4, T_{10})^T$.

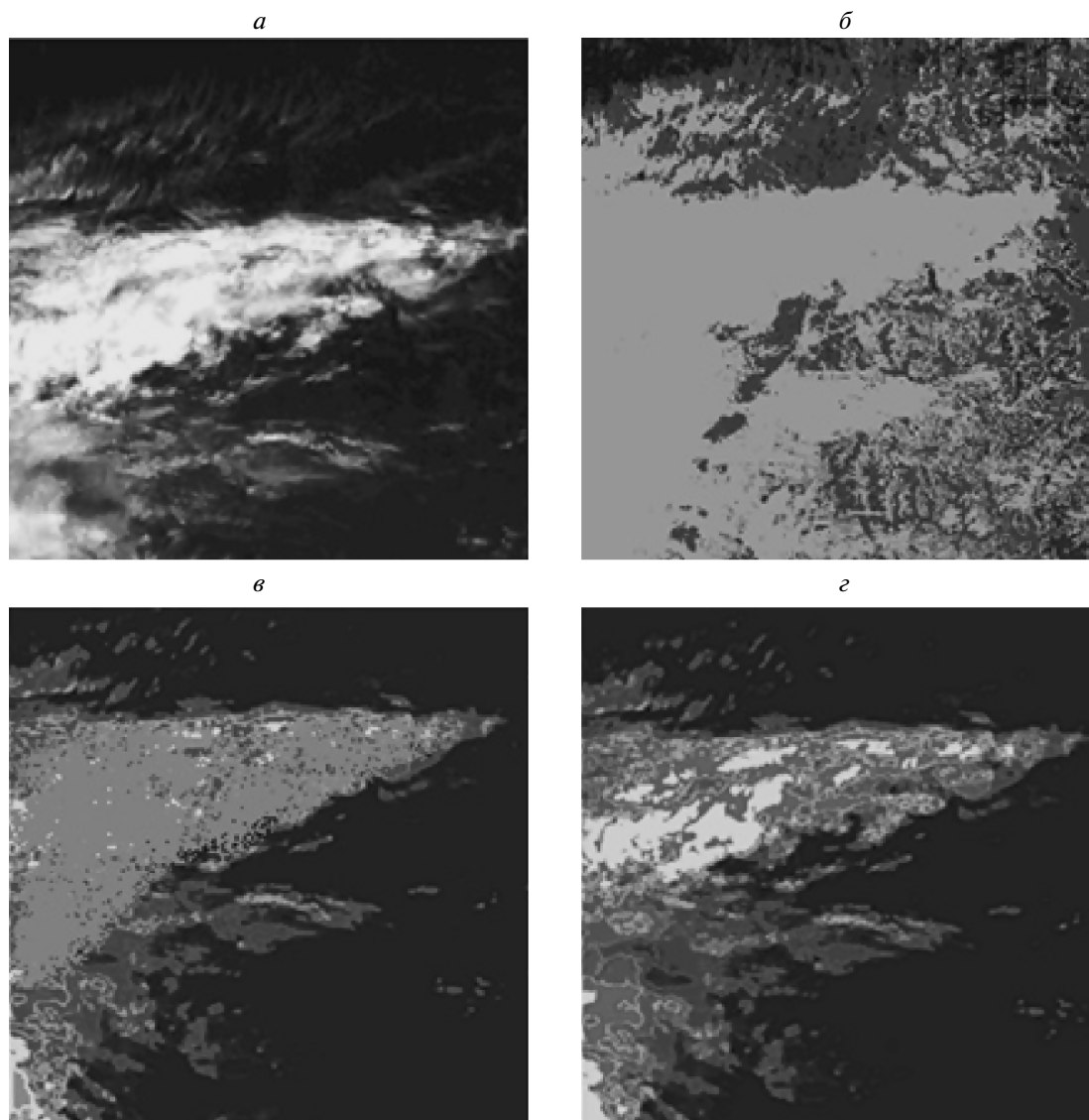


Рис. 4. Исходные фрагмент изображения (а) и результаты его сегментации (б, в, г).

На рис. 4б различные структуры изображения облачного поля слились в один сегмент (недостаточная сегментация), поскольку текстура изображения при сегментации не учитывалась. Использование нескольких ТП дает более подробное разделение на сегменты (рис. 4в), потому что даже неинформативные признаки позволяют различать текстуры изображения. Однако полученный результат также можно отнести к недостаточной сегментации, потому что визуально не видны границы между сегментами неоднородных областей облачного поля. Как видно из рис. 4г, использование набора информативных ТП позволило выполнить более детальную сегментацию облачного поля по его текстуре, а сегменты облачного поля имеют четкие границы и визуально различимы между собой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований подтверждают эффективность предложенного подхода к формированию наборов информативных ТП для спутниковых изображений, который основан на анализе степени изменчивости текстурных признаков и величине коэффициентов их корреляции. С помощью этой методики для различных размеров скользящего окна сформированы наборы информативных ТП для спутникового изображения, полученного по спектральному каналу видимого диапазона спектра радиометра MODIS. Для окна размером 20×20 набор информативных признаков включает в себя энтропию, максимальную вероятность, первый начальный момент и суммарную энтропию. Показано, что дальнейшее увели-

чение размера скользящего окна не приводит к изменению указанного набора признаков.

Проведение подобных исследований для изображений различных типов облаков и подстилающей поверхности с учетом разрешающей аппаратуры ДЗЗ позволит в перспективе составить для них наборы информативных ТП и их значений. Их применение в качестве исходной информации в алгоритмах на основе нейронных сетей позволит ставить и решать задачу классификации различных типов облаков и участков подстилающей поверхности на спутниковых изображениях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Минобрнауки РФ (госконтракт № 02.740.11.0674).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бендат Дж., Пирсол А.* Прикладной анализ случайных данных / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 540 с.
- Герман М.А.* Спутниковая метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 368 с.
- Захваткина Н.Ю., Александров В.Ю., Коросов А.А., Йоханнессен О.М.* Классификация морских льдов на РСА изображениях спутника ENVISAT // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса / Под ред. Лаврова Н.П., Лупяна Н.А., Лавровой О.Ю. 2009. Т. 1. С. 373–379.
- Облака и облачная атмосфера.* Справочник / Под ред. Мазина И.П., Хргиана А.Х. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 647 с.
- Мицель А.А., Колодникова Н.В., Протасов К.Т.* Непараметрический алгоритм текстурного анализа // Изв. Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 1. С. 65–70.
- Осовский С.* Нейронные сети для обработки информации / Пер. с польск. Рудинского И.Д. М.: Финансы и статистика, 2002. 344 с.
- Потапов А.А.* Новые информационные технологии на основе вероятностных текстурных и фрактальных признаков в радиолокационном обнаружении мало-контрастных целей // Радиотехника и электроника. 2003. Т. 48. № 9. С. 1101–1119.
- Хайкин С.* Нейронные сети: Полный курс / Пер. с англ. Кузсуль Н.Н., Шелестовой А.Ю. М.: Издательский дом Вильямс, 2008. 1103 с.
- Харалик Р.М.* Статистический и структурный подходы к описанию текстур // ТИИЭР. 1979. Т. 67. № 5. С. 98–120.
- Shiffman S.* Cloud detection from satellite imagery: a comparison of expert-generated and automatically-generated decision trees. 2004. http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20050157894_2005141745.pdf

Segmentation of Satellite Images by Textural Parameters Based on Neural Network Technologies

V. G. Astafurov^{1,2}, A. V. Skorokhodov²

¹ Tomsk State University of Control Systems and Radioelectronics, Tomsk

² V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk

A new approach to the formation of sets of informative textural parameters determined on the basis of the adjacency matrix of image brightness gradations is suggested. The method is based on an analysis of the degree of variability of the textural parameters and values of their correlation coefficients. Sets of the informative parameters for satellite images of the MODIS spectral radiometer and several sizes of the sliding window are given. An algorithm based on the self-organizing Kohonen neural network is used for segmentation of satellite images. Results of segmentation are discussed.

Keywords: cloud types, segmentation, textural parameters, neural network

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СПУТНИКОВОГО И НАЗЕМНОГО МНОГОЧАСТОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2011 г. С. А. Лысенко, М. М. Кугейко*

Белорусский государственный университет, Минск

*E-mail: Kugeiko@bsu.by

Поступила в редакцию 25.10.2010 г.

Разработана методика восстановления микрофизических параметров поствулканического стратосферного аэрозоля из результатов совместных измерений коэффициента аэрозольного обратного рассеяния лидарными системами на основе Nd:YAG-лазера и коэффициента аэрозольного ослабления спутниковой аппаратурой SAGE-III. Для каждого из рассматриваемых микрофизических параметров (концентрация, площадь поверхности, объем, эффективный размер частиц мелко- и крупнодисперсной фракций аэрозоля) определен наиболее информативный набор оптических характеристик. Получены полиномиальные множественные регрессии между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозоля, позволяющие определять его микрофизические характеристики в широких пределах без решения некорректных обратных задач. Проведено сравнение полученных результатов с независимыми экспериментальными данными. Оценены погрешности восстановления микрофизических параметров аэрозоля для различных ситуаций в стратосфере. Рассмотрено влияние формы частиц пылевой фракции на результаты восстановления микрофизических параметров аэрозоля.

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, оптические характеристики, микрофизические параметры, множественные полиномиальные регрессии

ВВЕДЕНИЕ

Стратосферный аэрозоль (СА) оказывает значимое влияние на ряд процессов, определяющих свойства облачности, химический состав и радиационный баланс атмосферы (McCormick et al., 1995; Russell et al., 1996). Влияние СА существенно возрастает в период крупных вулканических извержений, обуславливая также условия видимости в атмосфере и ее общую циркуляцию. Результаты многолетних наблюдений убеждают в том, что стратосферный слой более 50% времени находится под воздействием вулканических извержений. Время релаксации слоя к начальному уровню составляет 0.8–1.5 года (Креков, Звенигородский, 1990). Количественные характеристики аэрозольного воздействия определяются большим числом микрофизических параметров (МФП) аэрозоля: концентрация и распределение частиц по размерам, их форма, структура и спектр комплексного показателя преломления (КПП) вещества частиц. При этом показатель преломления и другие характеристики аэрозоля зависят от температуры и газового состава атмосферы (например, парциального давления водяного пара) (Steele, Namill, 1981).

Создание региональных и глобальной системы мониторинга оптических и микрофизических свойств атмосферного аэрозоля составляет важную часть международных экологических про-

грамм. В настоящее время для контроля параметров аэрозоля созданы региональные лидарные сети в Европе (EARLINET) (Balis et al., 2004), Юго-восточной Азии (AD-Net) (Murayama et al., 2001), на пространстве СНГ (CIS-LiNet) (Чайковский и др., 2005). В 2006–2007 гг. под эгидой Всемирной метеорологической организации начался процесс формирования глобальной лидарной сети GALION (Müller et al., 2008). Данные, получаемые в этих сетях, позволяют качественно исследовать динамику поствулканических изменений аэрозольной атмосферы, локальные процессы, протекающие в дисперсной смеси, и глобальный перенос аэрозоля. Количественная же интерпретация данных лидарного зондирования ограничена неоднозначностью связи между коэффициентами аэрозольного ослабления (КАО) и коэффициентом аэрозольного обратного рассеяния (КАОР), а также методическими аспектами решения обратных задач (Зуев, Наац, 1990).

Наряду с лидарными сетями в последние два десятилетия активно развивается космическая система наблюдений за составом атмосферы (SAGE III ATBD Team, 2002; Поберовский и др., 1999; Russell et al., 1994; Taylor et al., 1994). Спутниковые методы измерений интенсивно используются для изучения характеристик газового состава атмосферы и пространственно-временных трендов содержания аэрозоля. Одним из наиболее широко используемых методов пассивного

дистанционного зондирования из космоса является затменный метод, основанный на измерении пропускания атмосферой солнечного излучения на касательных трассах при восходе и заходе солнца. Важными достоинствами метода являются высокое пространственное разрешение (~0.5 км) и отсутствие необходимости абсолютной калибровки прибора для измерения функции пропускания. Проведенный с применением этого метода ряд спутниковых экспериментов с аппаратурой SAGE-III (SAGE III ATBD Team, 2002) позволил получить обширную информацию о высотных профилях КАО в видимой и ближней ИК-областях спектра (длины волн 385, 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020 и 1545 нм).

Измеряемые спектрально-высотные профили оптических характеристик (ОХ) аэрозоля (КАО и КАОР) используются для восстановления высотного распределения его МФП. Как правило, задача о восстановлении МФП, и в первую очередь функции распределения по размерам (ФРР) частиц аэрозоля, сводится к обращению известных интегральных уравнений первого рода (Зуев, Наац, 1990). Формально ФРР может определяться из спектрального поведения любой ОХ аэрозоля. Однако в общем случае КПП и границы спектра размеров частиц аэрозоля могут быть неизвестны. При этих условиях обращение отмеченных интегральных уравнений является некорректно поставленной задачей. Построение приближенных решений некорректных обратных задач, устойчивых к малым изменениям исходных данных, требует использования специальных математических методов. Среди существующих подходов к оценке параметров аэрозолей наиболее простыми являются прямые методы (Wang et al., 1989; Bauman, Russel, 2003; Jumelet et al., 2008), основанные на использовании существенного объема априорной информации о аналитическом виде ФРР частиц аэрозоля (например, одно- или двухмодальное логнормальное распределение (Креков, Звенигородский, 1990)) и величине их КПП. Численный алгоритм определения искомых параметров ФРР b_i основан, как правило, на минимизации квадратичной формы

$$F(b_1, b_2, \dots, b_k) = \sum_{i=1}^n [\varphi(x_i) - \varphi_m(x_i, b_1, b_2, \dots, b_k)]^2, \quad (1)$$

где $\varphi(x_i)$ и $\varphi_m(x_i, b_1, b_2, \dots, b_k)$ – измеренная и рассчитанная при конкретных значениях параметров ФРР частиц аэрозоля оптическая характеристика.

Следует отметить, что аналитические ФРР, как правило, не линейно зависят от искомых параметров и, вследствие этого, минимизируемый функционал (1) может иметь в некоторой ограни-

ченной области решений не один экстремум, что приводит к неоднозначности решения.

Количество требуемой априорной информации существенно уменьшается при использовании регуляризирующих алгоритмов (Зуев, Наац, 1990; Белан и др., 1992; Vockmann, 2005). Однако данные алгоритмы требуют подбора коэффициента регуляризации, от которого существенно зависит точность восстановления искомых МФП. Кроме того, методы регуляризации быстро теряют свою устойчивость с увеличением погрешностей измерения оптических характеристик аэрозоля.

В связи с возникающими трудностями количественной интерпретации данных оптического зондирования широко используются статистические методы решения некорректных обратных задач (Brock et al., 1993; Gobbi, 1998; Wandinger et al., 1995; Grainger et al., 1995; Thomason et al., 1997). Так, в NASA разработана оперативная методика интерпретации измерений КАО аппаратурой SAGE-III (Thomason, Peter, 2006), использующая простые регрессионные соотношения между интегральным объемом V , интегральной площадью поверхности S частиц и КАО на длинах волн 525 и 1020 нм (Thomason et al., 1997). В работе (Grainger et al., 1995) на основании анализа многочисленных измерений ФРР с помощью аэростатных оптических датчиков установлена связь между S , V и КАО в ИК-области спектра, позволяющая восстанавливать высотные профили указанных параметров СА из ИК-измерений КАО с помощью приборов HALOE и ISAMS (Russell et al., 1994; Taylor et al., 1994).

В работе (Виролайнер и др., 2006) на основе экспериментальных данных смоделирован статистический ансамбль МФП фонового СА и, с использованием метода линейной регрессии, проанализированы погрешности их определения из измерений КАО приборами ISAMS, SAGE-III и HALOE. Показано, что даже при одновременном использовании данных всех указанных спутниковых приборов возможно определение только S и V . Что касается возможности определения других МФП (модальный размер и полуширина ФРР частиц СА и процентное содержание H_2SO_4 в их составе), то использование как отдельных, так и совместных схем измерений КАО различными приборами не приводит к значительному повышению точности восстановления по сравнению с их априорной неопределенностью. Это привело авторов работы (Виролайнер и др., 2006) к выводу, что методики решения рассматриваемой обратной задачи, основанные на параметризации ФРР и минимизации функционала (1), не могут быть эффективными.

В настоящей работе решается задача интерпретации данных совместных измерений КАО

спутниковой аппаратурой SAGE-III и КАОР лидарными системами, использующими в качестве источника излучения Nd:YAG-лазер. Лидар на основе Nd:YAG-лазера с генератором третьей гармоники – относительно простая и недорогая система, позволяющая измерять профили сигналов обратного рассеяния на длинах волн 355, 532 и 1064 нм. Для перехода от измеряемых сигналов к профилям КАОР удобно использовать одновременные спутниковые измерения КАО аппаратурой SAGE-III на длинах волн 385, 520 и 1020 нм. Кроме того, дополнительные к лидарным измерениям КАОР спутниковые измерения КАО на длинах волн в видимой и ближней ИК-областях спектра позволяют повысить точность восстановления параметров ФРП как основной (серно-кислотной), так и пылевой фракций поствулканического СА по сравнению с интерпретацией спектральных измерений только КАО или КАОР, а также расширяют набор определяемых МФП (помимо S и V).

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ

Интерпретация данных лидара основывается на обращении уравнений лазерного зондирования, связывающего мощность принимаемого с расстояния z сигнала обратного рассеяния $P(z, \lambda)$ с параметрами среды (Межерис, 1987; Креков и др., 1987)

$$P(z, \lambda) = G(z) \cdot A(\lambda) \cdot z^{-2} [\beta_a(z, \lambda) + \beta_m(z, \lambda)] \times \exp \left\{ -2 \int_0^z [\varepsilon_a(x, \lambda) + \varepsilon_m(x, \lambda)] dx \right\},$$

где $\beta_a(z, \lambda)$ и $\beta_m(z, \lambda)$ – соответственно коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния; $\varepsilon_a(z, \lambda)$ и $\varepsilon_m(z, \lambda)$ – соответственно коэффициенты аэрозольного и молекулярного ослабления; $G(z)$ – геометрический фактор лидара; $A(\lambda)$ – приборная константа.

При задании опорного значения $\beta_a(z_{ref}, \lambda)$ на некотором участке трассы зондирования z_{ref} восстановление профиля $\beta_a(z, \lambda)$ можно осуществлять по формуле, получаемой путем деления сигналов, принятых с последовательно расположенных высот, что позволяет устранить предварительную калибровку лидара (Креков и др., 1987)

$$\beta_a(z_i, \lambda) = \frac{P(z_i, \lambda)}{P(z_{i+1}, \lambda)} \left(\frac{z_i}{z_{i+1}} \right)^2 \times (\beta_a(z_{i+1}, \lambda) + \beta_m(z_{i+1}, \lambda)) \exp \{ -\Delta z_i (\varepsilon_a(z_i, \lambda) + \varepsilon_a(z_{i+1}, \lambda) + \varepsilon_m(z_{i+1}, \lambda)) \}, \quad (2)$$

где $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$.

Исходя из свойств устойчивости решения (2) к погрешностям задания граничного условия, опорное значение $\beta_a(z_{ref}, \lambda)$ предпочтительно задавать в конце трассы зондирования (Klett, 1981). Обычно используется предположение, что для длин волн лазерного зондирования аэрозольное рассеяние в верхней стратосфере значительно меньше аэрозольного, в силу чего можно положить $\beta_a(z_{ref}, \lambda) \approx 0$.

Характеристики молекулярного рассеяния могут быть определены с использованием итерационной методики интерпретации измерений прозрачности атмосферы аппаратурой SAGE-III (SAGE III ATBD Team, 2002) или модельным высотным профилям температуры и давления. Высотнo-спектральные профили $\varepsilon_a(z, \lambda)$, входящие в (2), также могут быть определены из сопутствующих спутниковых измерений КАО путем их интерполяции на нужную сетку высот и длин волн.

Таким образом, совместное лидарное и спутниковое зондирование с использованием рассматриваемой аппаратуры позволяет определять высотные профили КАО на длинах волн 385, 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020, 1545 нм и КАОР на длинах волн 355, 532 и 1064 нм.

Для оценки информационного содержания данных многочастотного лидарного и спутникового зондирования и потенциала такого рода систем в исследованиях поствулканического СА, характеризуемого бимодальным распределением частиц по размерам, необходимо ответить на ряд вопросов, касающихся МФП, определение которых возможно в условиях априорной неопределенности, набора оптических данных, являющегося оптимальным для их определения, а также потенциальной точности определения параметров.

Для ответа на поставленные вопросы использовался разработанный авторами программный пакет (Лысенко, Кугейко 2009а; Лысенко, Кугейко 2009б), предназначенный для решения задач планирования различных аэрозольных оптических измерений и оценки потенциальной точности восстановления МФП аэрозоля с учетом особенностей аппаратуры и влияния на точность интерпретации оптических измерений имеющейся априорной информации.

Ниже рассматривается статистическая микрофизическая модель поствулканического СА, и с использованием отмеченного выше программного пакета проводится анализ информативности данных совместных лидарных и спутниковых измерений с использованием рассматриваемой аппаратуры, а также устанавливаются уравнения множественных регрессий между оптическими и микрофизическими характеристиками СА.

Таблица 1. Диапазоны вариаций параметров двухмодального логнормального распределения частиц СА по размерам (3)

r_{g1} , МКМ	σ_1	r_{g2} , МКМ	σ_2	N_1/N_2
0.05–0.2	1.3–2.0	0.25–1.0	1.1–2.0	2.0–50.0

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Большинство исследователей, проводивших измерение микроструктуры СА в период после извержений вулканов, представляют их в формате двухмодального логнормального распределения

$$f(r) = \sum_{i=1}^2 \frac{N_i}{r \ln \sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_{gi})}{2 \ln \sigma_i}\right), \quad (3)$$

где N_i [мкм⁻³], r_{gi} [мкм], σ_i – полная концентрация частиц i -й фракции, их среднегеометрический радиус и его среднеквадратичное отклонение. Первая фракция – сернокислотный аэрозоль, образующийся в результате химических и фотохимических реакций с участием H_2SO_4 , H_2O и O_2 , вторая – вулканическая пыль. Выбранные на основе анализа многочисленных экспериментальных данных (Russell, 1996; Креков, Звенигородский, 1990; Brock et al., 1993; Grainger et al., 1995; Thomason et al., 1997; Thomason, Peter, 2006) параметры распределения (3) поствулканического аэрозоля стратосферного слоя ($z = 15–30$ км) приведены в табл. 1.

При моделировании КПП сернокислотного аэрозоля использовались данные (Palmer, Williams, 1975) о его зависимости от концентрации раствора H_2SO_4 , которая определяется величиной относительной влажности воздуха и может изменяться в пределах 55–85%. Статистическое моделирование КПП вулканической пыли, с учетом его корреляций на разных длинах волн, осуществлялось на основе методики синтеза КПП сложных веществ из простых составляющих (Креков, Звенигородский, 1990)

$$m(\lambda) = \frac{\sum_{i=1}^N p_i m_i(\lambda)}{\sum_{i=1}^N p_i}, \quad (4)$$

где $m(\lambda)$ – синтезированный КПП; $m_i(\lambda)$ – КПП отдельных компонентов; p_i – их веса; N – число компонентов. Компоненты имеют смысл “готовых” данных по КПП пыли из разных источников (Креков, Звенигородский, 1990; Зуев, Креков, 1986; d’Almeida, 1991; Rothman et al., 1998). Вариации $m(\lambda)$ осуществлялись путем выбора случайных значений $0 \leq p_i \leq 1$.

Наиболее сильно меняется полная концентрация аэрозольных частиц N , соответствующие вариации могут достигать несколько порядков. Исходя из этого, будем варьировать не саму концентрацию, а ее десятичный логарифм в диапазоне $\lg(0.1)–\lg(50.0)$.

Расчеты ОХ сернокислотной фракции аэрозоля осуществляются по известным формулам теории Ми (Борен, Хаффман, 1986). Пылевые частицы состоят в значительной степени из несферических частиц, поэтому для расчета их оптических характеристик необходимо использовать расчетные методы, приближенно учитывающие форму частиц. Нами для пылевых частиц выбрана модель хаотически ориентированных сфероидов, достаточно хорошо аппроксимирующих частицы различных форм. Наиболее эффективным методом расчета рассеивающих свойств ансамблей хаотически ориентированных аксиально-симметричных частиц (сфероиды, цилиндры и т. д.) является метод Т-матриц (Mishchenko et al., 2004). Однако, несмотря на его быстрое действие по сравнению с другими методами, основанными на строгом решении уравнений Максвелла, его непосредственное использование для расчета большой выборки оптических характеристик пылевых частиц является весьма трудоемким с точки зрения затрат машинного времени даже для современных ЭВМ. Поэтому нами использовался упрощенный подход к расчету КАО и КАОР сфероидов, представленный в работе (Коршунов, 2007). Суть его заключается во введении в интегральные уравнения для расчета оптических характеристик полидисперсных сферических частиц поправочных функций, полученных путем аппроксимации рассчитанных по методу Т-матриц данных из (Mishchenko et al., 2004) по коэффициентам ослабления и обратного рассеяния, как функций параметра $\rho_{eff} = 2\pi r_{eff}/\lambda$ (r_{eff} – эффективный радиус полидисперсного ансамбля эквивалентных по объему сфер) для ФРП с разными параметрами полуширины. Исходные данные соответствуют смеси сплюснутых и вытянутых частиц с параметром формы от 1.2 до 2.2. Среднеквадратичная относительная погрешность аппроксимации составляет 1.1% и 1.4% для КАО и КАОР соответственно.

Выборка оптико-микрофизических характеристик СА получена путем независимых вариаций в широких пределах концентрации раствора H_2SO_4 , весов p_i в (4) и параметров ФРП (3) (N_1/N_2 , N , r_{g1} , r_{g2} , σ_1 , σ_2). По известным правилам моделирования равномерно распределенных случайных величин выбирался набор параметров, для которого рассчитывались КАО на длинах волн 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020, 1545 нм и КАОР на длинах волн 355, 532, 1064 нм. Объем выборки оп-

Таблица 2. Нормированная матрица ковариаций $\varepsilon(\lambda)$, $\beta_\pi(\lambda)$

	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(450)$	$\varepsilon(520)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(600)$	$\varepsilon(675)$	$\varepsilon(755)$	$\varepsilon(870)$	$\varepsilon(1020)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$
$\beta_\pi(355)$	1.000	0.955	0.963	0.967	0.950	0.967	0.969	0.974	0.977	0.963	0.899	0.908
$\varepsilon(385)$		1.000	0.999	0.993	0.902	0.985	0.978	0.972	0.959	0.935	0.867	0.916
$\varepsilon(450)$			1.000	0.998	0.917	0.991	0.986	0.981	0.970	0.948	0.884	0.929
$\varepsilon(520)$				1.000	0.937	0.998	0.994	0.990	0.981	0.964	0.908	0.948
$\beta_\pi(532)$					1.000	0.952	0.958	0.964	0.976	0.990	0.987	0.974
$\varepsilon(600)$						1.000	0.999	0.996	0.989	0.976	0.929	0.963
$\varepsilon(675)$							1.000	0.999	0.994	0.982	0.937	0.968
$\varepsilon(755)$								1.000	0.998	0.988	0.942	0.967
$\varepsilon(870)$									1.000	0.995	0.952	0.970
$\varepsilon(1020)$										1.000	0.974	0.981
$\beta_\pi(1064)$											1.000	0.985
$\varepsilon(1545)$												1.000

тико-микрофизических параметров СА составляет $K = 10^3$ реализаций.

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА НЕЗАВИСИМЫХ КОМПОНЕНТ В СПЕКТРАХ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ И ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Для расчета информативности и выбора оптимального (в плане точности восстановления МФП) набора аэрозольных оптических измерений важно проанализировать степень взаимозависимости измеряемых ОХ. Это означает, что необходимо определить количество независимых компонент, содержащихся в вариациях спектров $\varepsilon(\lambda)$ и $\beta_\pi(\lambda)$, обусловленных изменениями МФП аэрозоля. Такой анализ может быть проведен на основе рассмотрения собственных чисел нормированной ковариационной матрицы

$$S_y^{ij} = \frac{1}{\sigma_y \sigma_{y_k=1}} \sum_{k=1}^K (y_i^k - \langle y_i \rangle)(y_j^k - \langle y_j \rangle), \quad (5)$$

где $\langle \mathbf{Y} \rangle$, σ_y – средний вектор измеряемых ОХ y_i , $i = 1, \dots, 12$ (9 КАО и 3 КАОР) и его среднеквадратичное отклонение, рассчитанные по набору векторов $\mathbf{Y}^k = (y_i^k)$; K – число векторов в наборе (объем выборки ОХ аэрозоля).

Как известно, оптимальной аппроксимацией отдельной реализации случайного вектора \mathbf{Y} является разложение по собственным векторам его ковариационной матрицы (Зуев, Комаров, 1986). При этом отношение суммы соответствующих собственных чисел к следу матрицы (суммарной дисперсии) характеризует точность этой аппроксимации и определяет меру значимости процессов, описываемых этими собственными векторами в общей изменчивости \mathbf{Y} .

В табл. 2 приведены ковариационная матрица вектора \mathbf{Y} , компонентами которого являются рассматриваемые ОХ. Высокий уровень корреляции между различными ОХ является причиной того, что исходный массив данных является малопараметрическим – на первые 3 собственных числа приходится более 99% суммарной дисперсии. Этот факт говорит о том, что для описания вариаций рассматриваемого набора ОХ аэрозоля, обусловленных изменчивостью его МФП, достаточно использовать три первых собственных вектора, соответствующих наибольшему собственным числам. Таким образом, количество независимых компонент в спектрах $\varepsilon(\lambda)$ и $\beta_\pi(\lambda)$ относительно невелико, и измерение трех ОХ позволяет извлечь большую часть принципиально доступной информации о МФП аэрозоля.

РЕГРЕССИОННЫЕ УРАВНЕНИЯ МЕЖДУ ОПТИЧЕСКИМИ И МИКРОФИЗИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АЭРОЗОЛЯ

В основе регрессионного подхода к решению обратных задач лежит предположение, что искомые МФП $\mathbf{X} = (x_j)$, $j = 1, \dots, M$ могут быть найдены с помощью некоторого аналитического преобразования ОХ $\mathbf{Y} = (y_i)$, $i = 1, \dots, 12$ (Wandinger, 1995; Thomason et al., 1997; Виролайнер, 2006; Лысенко, Кугейко, 2009; Palmer, Williams, 1975; Зуев, Комаров, 1986). Учитывая показанную выше возможность трех параметрического описания вариаций рассматриваемых ОХ, в данной работе аппроксимация статистической связи между \mathbf{X} и \mathbf{Y} осуществлялась полиномами следующего вида:

$$\ln x_j = \sum_{0 \leq m+n+p \leq 3} a_{mnk}^j [\ln y_i]^m [\ln y_2]^n [\ln y_3]^p. \quad (6)$$

Таблица 3. Оптимальные наборы ОХ для определения МФП аэрозоля с использованием регрессий (6) и соответствующие среднеквадратичные относительные погрешности δx определения данных параметров

	y_1	y_2	y_3	$\delta x, \%$		y_1	y_2	y_3	$\delta x, \%$
N_1	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(1545)$	37.9	V_1	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1545)$	22.0
N_2	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(870)$	$\varepsilon(1545)$	33.0	V_2	$\varepsilon(450)$	$\beta_\pi(532)$	$\beta_\pi(1064)$	16.6
N_t	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(1545)$	35.9	V_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	5.9
S_1	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1020)$	19.3	r_1	$\beta_\pi(532)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	14.0
S_2	$\varepsilon(1020)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	17.5	r_2	$\beta_\pi(355)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	9.5
S_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1545)$	8.5	r_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	8.4

В (6) содержится 19 коэффициентов a_{mnk}^j , образующих вектор \mathbf{a} , который в соответствии с теорией метода наименьших квадратов получается из решения системы линейных уравнений (Худсон, 1970)

$$\mathbf{a} = (\mathbf{P}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{P})^{-1} \mathbf{P}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{X}, \quad (7)$$

где \mathbf{P} – матрица размером $K \times 19$ с элементами, равными $[\ln y_1]^m [\ln y_2]^n [\ln y_3]^p$ ($m + n + p \leq 3$), $K = 10^3$ – размер выборки ОХ аэрозоля, полученной на основе приведенной выше статистической модели, $k = 1, \dots, K$; \mathbf{W} – диагональная матрица весов размером 19×19 которая ввиду однородности данных принята равной единичной матрице.

В (6) используются логарифмы величин x_j и y_i , так как в этом случае мы имеем дело с числами одного порядка, а получаемые на основе (6) значения x_j всегда положительны. Кубические полиномы ($m + n + p \leq 3$) при этом позволяют производить более точное по сравнению с методом линейных регрессий восстановление МФП. Компонентами вектора \mathbf{X} являются интегральные концентрации N_t, N_1, N_2 , площади поверхности S_t, S_1, S_2 , объемы V_t, V_1, V_2 и эффективные размеры r_t, r_1, r_2 всех частиц СА, а также частиц его мелко- и крупнодисперсной фракций (индексы $t, 1$ и 2 соответственно). Значения коэффициентов a_{mnk}^j , соответствующие конкретному МФП x_j и набору ОХ y_1, y_2, y_3 , находятся на основе модельной выборки оптических и микрофизических характеристик СА с использованием метода наименьших квадратов.

Оптимальный набор ОХ в (6) специфичен для каждого из рассматриваемых МФП и определяется точностью восстановления параметра и устойчивостью уравнения (6) к погрешностям измерения ОХ δy_i . Важным условием правильного выбора набора ОХ для определения конкретного МФП, наряду с его информативностью относительно искомого параметра, является отсутствие сильной корреляции между используемыми ОХ. В противном случае система уравнений для вычисления коэффициентов разложения по соб-

ственным векторам ковариационной матрицы (5) является плохо обусловленной, что приводит к большой чувствительности результатов восстановления спектров КАО и КАОР, а следовательно, и МФП аэрозоля к погрешностям измерения ОХ в наборе.

Выбор оптимальных наборов ОХ производился путем компьютерного перебора всех 220 возможных комбинаций (C_{12}^3) из 12 рассматриваемых ОХ (9 КАО и 3 КАОР) и вычисления среднеквадратичной относительной погрешности восстановления искомого параметра с использованием регрессий (6) при $\delta y_i = 15\%$. В табл. 3 указаны оптимальные наборы ОХ для всех рассматриваемых МФП и относительные погрешности восстановления параметров δx_j . Значения коэффициентов полиномиальных регрессий (6), соответствующие оптимальным наборам ОХ (y_1, y_2, y_3), приведены для каждого из рассматриваемых МФП в табл. 4–7.

На рис. 1–4 приведены результаты восстановления МФП СА для 10^3 модельных реализаций его характеристик. Для каждой реализации согласно уравнениям (6) с наборами ОХ (y_1, y_2, y_3), оптимальными для искомого МФП (табл. 3), рассчитывались значения параметров x_j^{reg} , которые сравнивались с их заданными значениями x . Восстановление параметров осуществлялось с учетом добавления в расчетные (модельные) значения ОХ случайных погрешностей в пределах 15%. Данные результаты дают представление о диапазоне возможных погрешностей восстановления МФП и их соотношении с априорной изменчивостью параметров. Видно, что использование совместных измерений КАО и КАОР в видимой и ближней ИК-спектра позволяет восстанавливать целый комплекс МФП поствулканического СА. Так, помимо возможности определения с высокой точностью S_t и V_t , из рис. 1–3 видны хорошие корреляция между заданными и восстановленными значениями N_2, S_1, S_2, V_1, V_2 . Информативность рассматриваемых оптических измерений (как отношение априорной к апостериорной не-

Таблица 4. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между N_1 , N_2 , N_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	N_1	N_2	N_t	a_{mnp}	N_1	N_2	N_t
a_{000}	-4.1638	7.5676	-3.0675	a_{110}	-0.5346	0.0371	-0.4920
a_{100}	-0.5895	0.6536	-0.5360	a_{210}	-0.1281	0.0183	-0.1101
a_{200}	0.7013	0.1188	0.6128	a_{120}	-0.1155	0.0113	-0.1131
a_{300}	0.1047	0.0456	0.0903	a_{101}	0.0537	0.1802	0.0318
a_{010}	-1.1591	0.5559	-1.3475	a_{201}	-0.0191	-0.1100	-0.0102
a_{020}	-2.2823	-0.0030	-2.0812	a_{102}	0.0682	0.0419	0.0526
a_{030}	0.0885	-0.0491	0.0676	a_{011}	2.1995	-0.1256	1.9815
a_{001}	1.4827	0.6904	1.3907	a_{021}	-0.0704	0.0348	-0.0208
a_{002}	-0.5978	-0.2077	-0.5044	a_{012}	0.1554	0.0189	0.1024
a_{003}	-0.1014	-0.0131	-0.0755				

Таблица 5. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между S_1 , S_2 , S_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	S_1	S_2	S_t	a_{mnp}	S_1	S_2	S_t
a_{000}	2.6279	9.2896	7.4287	a_{110}	-0.2925	0.0612	-0.0490
a_{100}	2.8634	0.5766	-0.0244	a_{210}	0.1254	0.0235	-0.0106
a_{200}	-1.3220	0.2151	-0.0798	a_{120}	-0.1162	0.0340	-0.0022
a_{300}	0.0854	-0.0374	-0.0070	a_{101}	2.7731	-0.0419	-0.0704
a_{010}	-0.7281	0.4222	0.4251	a_{201}	-0.4539	0.0060	0.0207
a_{020}	-0.0815	0.0920	0.0674	a_{102}	0.4963	0.0202	-0.0102
a_{030}	-0.0170	0.0320	0.0011	a_{011}	-0.3351	0.0372	-0.0362
a_{001}	-3.3338	0.6959	0.2639	a_{021}	0.0712	-0.0974	0.0124
a_{002}	-0.8465	-0.3555	0.1044	a_{012}	0.0109	0.0068	-0.0161
a_{003}	-0.2065	0.0128	0.0093				

Таблица 6. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между V_1 , V_2 , V_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	V_1	V_2	V_t	a_{mnp}	V_1	V_2	V_t
a_{000}	1.1572	6.7230	8.0297	a_{110}	-0.2432	-0.2704	-0.0172
a_{100}	2.9051	0.9548	0.0755	a_{210}	0.0709	0.0712	0.0022
a_{200}	-0.5087	0.1871	0.0204	a_{120}	-0.1106	-0.0809	-0.0027
a_{300}	0.0728	-0.0474	-0.0080	a_{101}	0.9203	-0.2323	-0.0515
a_{010}	0.0918	-0.3875	0.5096	a_{201}	-0.2506	0.0996	0.0079
a_{020}	0.4126	0.1703	-0.0222	a_{102}	0.2511	-0.1133	0.0039
a_{030}	0.0509	-0.0223	-0.0022	a_{011}	0.0008	-0.0061	0.0067
a_{001}	-0.6059	0.7202	0.3046	a_{021}	0.0088	0.0400	0.0004
a_{002}	-0.5394	0.1520	0.0617	a_{012}	-0.0066	0.0725	0.0100
a_{003}	-0.0868	-0.0188	-0.0118				

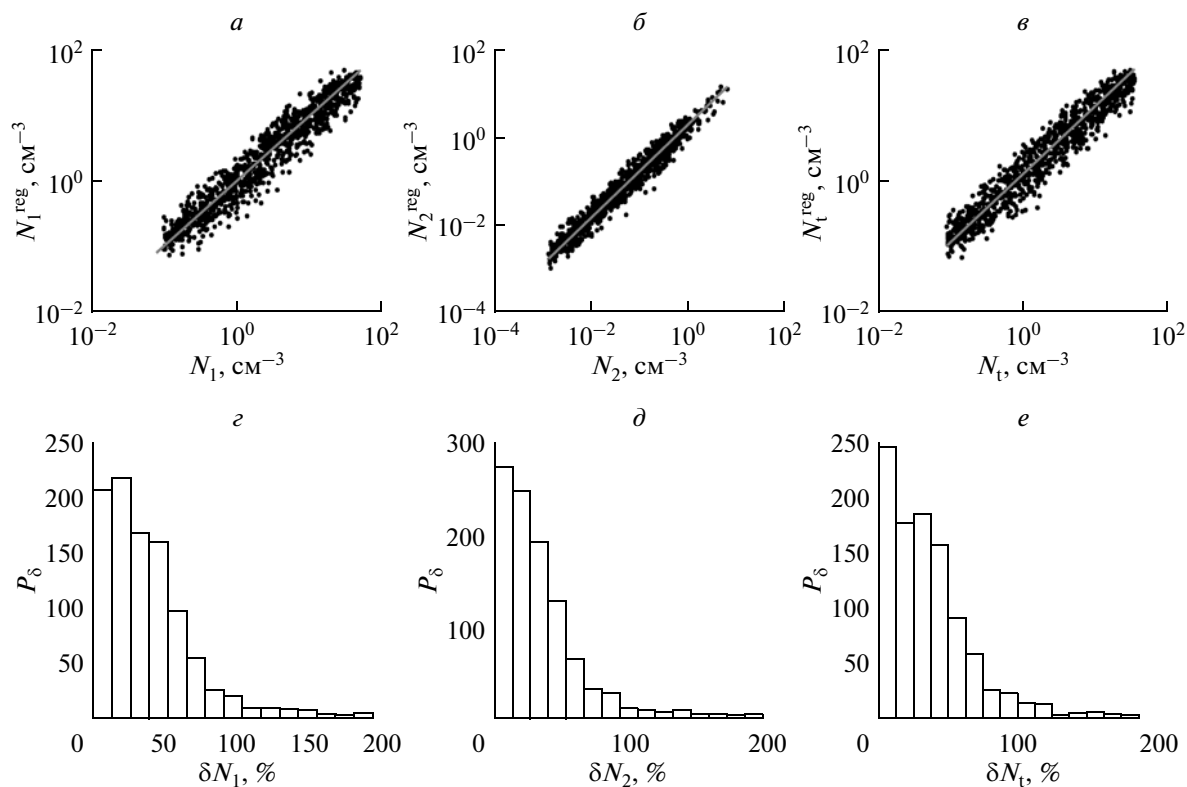
Таблица 7. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между r_1 , r_2 , r_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	r_1	r_2	r_t	a_{mnp}	r_1	r_2	r_t
a_{000}	3.4426	2.0335	4.0529	a_{110}	0.1148	0.1259	0.0807
a_{100}	1.2140	0.4966	0.2465	a_{210}	-0.0127	0.0029	2.620×10^{-4}
a_{200}	0.0060	0.0231	0.1160	a_{120}	0.0011	-0.0300	3.583×10^{-3}
a_{300}	0.0039	0.0070	$1.646E-04$	a_{101}	-0.0359	-0.1028	-0.0838
a_{010}	0.8358	0.6807	1.0629	a_{201}	-0.0053	0.0081	2.506×10^{-3}
a_{020}	0.2340	0.0183	0.0673	a_{102}	0.0386	-0.0093	2.397×10^{-3}
a_{030}	0.0358	0.0212	0.0110	a_{011}	0.0420	-0.0510	0.1096
a_{001}	0.3344	-0.7182	0.0930	a_{021}	-0.0380	0.0047	-0.0241
a_{002}	-0.2453	0.0048	-0.1898	a_{012}	-0.0145	-0.0151	0.0212
a_{003}	-0.0074	0.0107	-0.0148				

определенности МФП) составляет для данных параметров 67, 73, 178, 92 и 258 соответственно. Большой разброс восстановленных значений N_1 , N_t и r_t относительно их заданных и значений объясняется слабым влиянием малых мелких частиц на ОХ аэрозоля для видимой и ближней ИК-областей спектра. Достаточно же высокая информативность измерений относительно других параметров мелких частиц — S_1 , и V_1 обусловлена преоблада-

ющим вкладом в их величину частиц субмикронной области спектра размеров 0.1–1 мкм, на которую приходятся максимальные значения факторов эффективности в (6) (Wang, 1989).

Для оценки достоверности получаемых на основе используемой модели СА регрессионных уравнений проведено их сравнение с независимыми экспериментальными данными по статистическим связям между оптическими и микро-

**Рис. 1.** Результаты восстановления параметров N_1 (а), N_2 (б), N_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

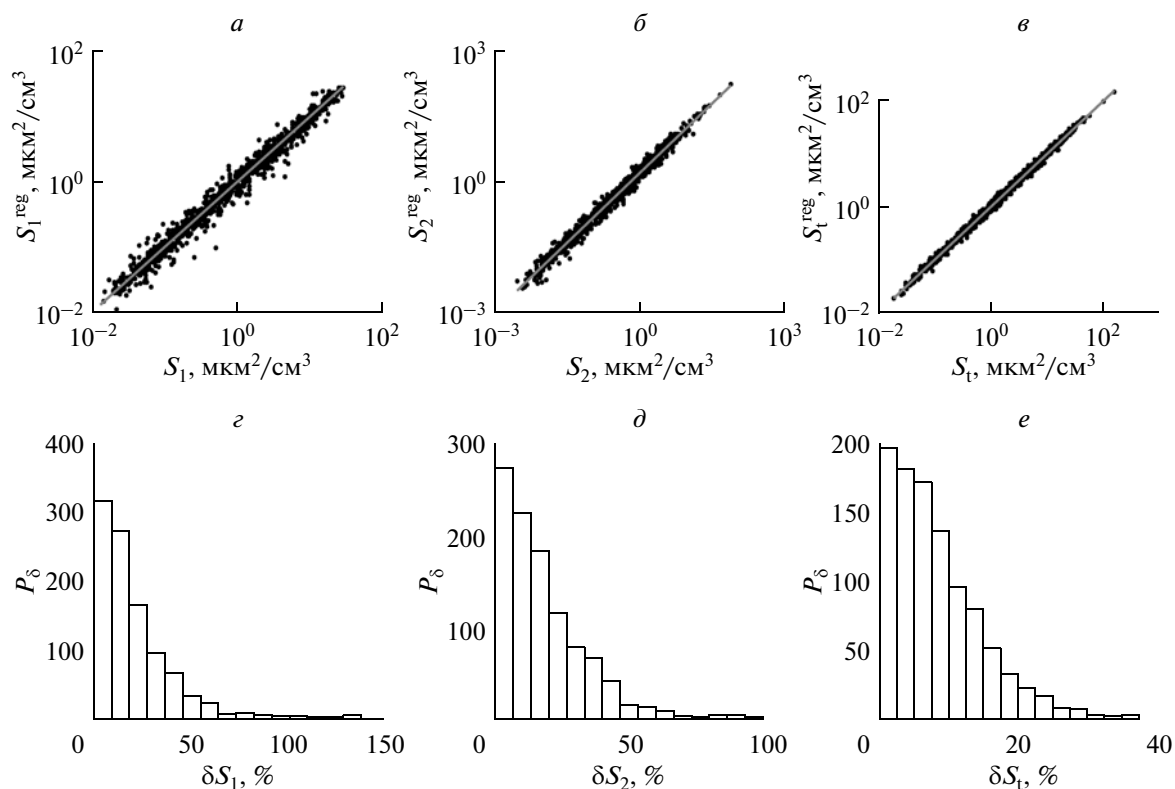


Рис. 2. Результаты восстановления параметров S_1 (а), S_2 (б), S_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

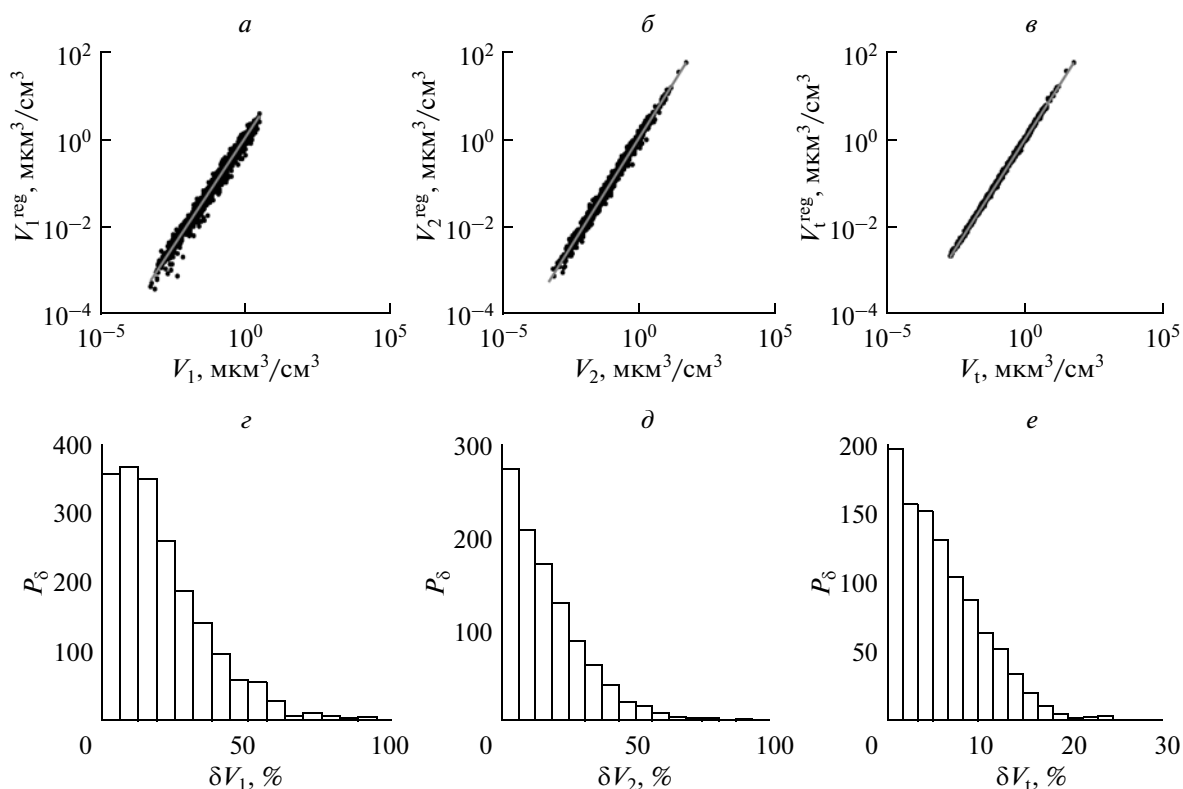


Рис. 3. Результаты восстановления параметров V_1 (а), V_2 (б), V_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

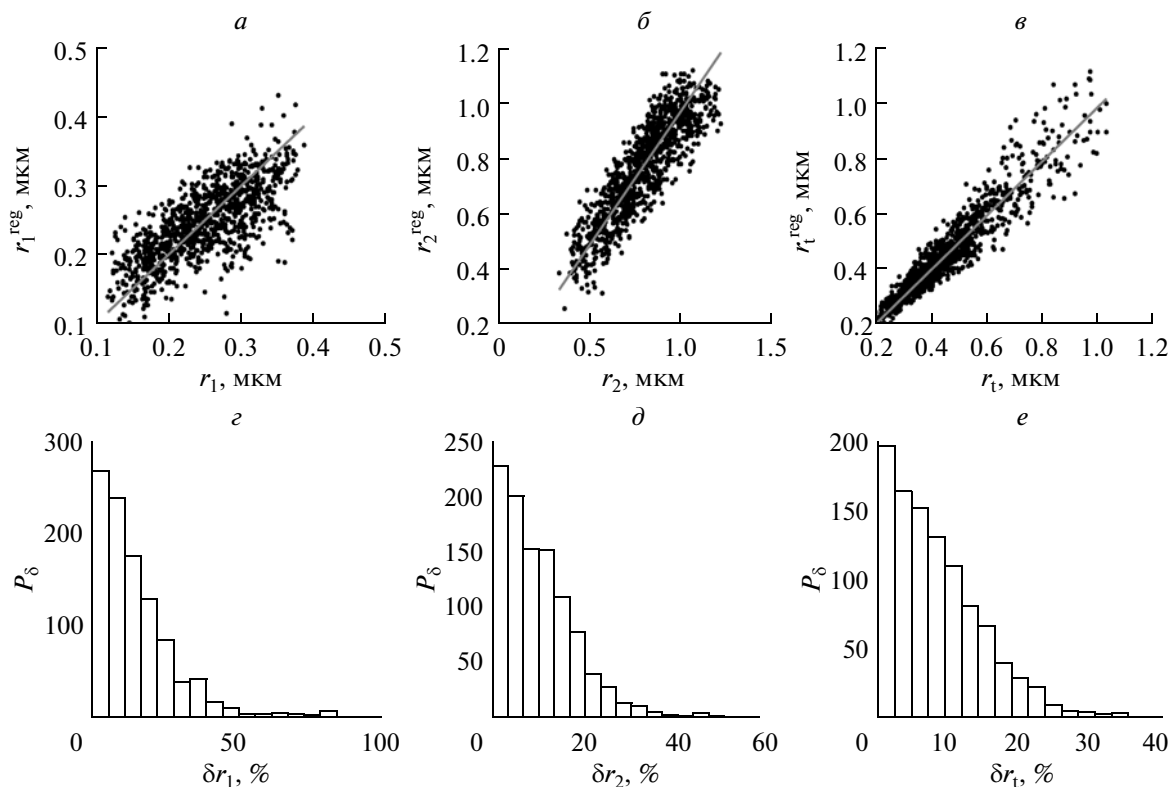


Рис. 4. Результаты восстановления параметров r_1 (а), r_2 (б), r_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления параметров (г–е).

физическим характеристиками аэрозоля. Использовалось полученное в (Thomason et al., 1997) уравнение регрессии между интегральной площадью поверхности частиц аэрозоля и его коэффициентами ослабления на длинах волн $\lambda_1 = 520$ нм и $\lambda_2 = 1020$ нм

$$S_t = \varepsilon_a(\lambda_2) \left(\frac{1854.97 + 90.137K + 66.97K^2}{1.0 - 0.1745K + 0.00858K^2} \right), \quad (8)$$

где $K = \varepsilon_a(\lambda_1)/\varepsilon_a(\lambda_2)$. Уравнение (8) получено на основе интерпретации массива измерений $\varepsilon(\lambda)$ аппаратурой SAGE-II (длины волн 385, 450, 520, 1020 нм), накопленного за период 1984–1994 г. Параметры одномодального распределения частиц аэрозоля по размерам определялись путем минимизации соответствующего данным измерениям функционала (1). Спектральные значения КПП аэрозольного вещества соответствовали 75%-ному раствору H_2SO_4 .

Полиномиальная регрессии между S_t и $\varepsilon(\lambda_1)$, $\varepsilon(\lambda_2)$, установленная на основе используемой в настоящей работе выборки оптико-микрофизических параметров СА, имеет вид

$$\begin{aligned} \ln S_t = & 6.1447 + 1.6632 \times 10^{-2} E_{\lambda_1} - 0.1084 E_{\lambda_1}^2 - \\ & - 1.0877 \times 10^{-2} E_{\lambda_1}^3 + 0.3763 \times 10^{-2} E_{\lambda_2} + \\ & + 5.6193 \times 10^{-2} E_{\lambda_2}^2 - 9.6936 \times 10^{-3} E_{\lambda_2}^3 - \\ & - 3.6120 \times 10^{-2} E_{\lambda_1} E_{\lambda_2} - \\ & - 1.6285 \times 10^{-3} E_{\lambda_1}^2 E_{\lambda_2} + 1.7965 \times 10^2 E_{\lambda_1} E_{\lambda_2}^2, \end{aligned} \quad (9)$$

где $E_{\lambda_1} = \ln[\varepsilon(\lambda_1)]$, $E_{\lambda_2} = \ln[\varepsilon_a(\lambda_2)]$. Коэффициенты регрессии в (9) получены из решения системы уравнений (7).

На рис. 5 представлены результаты сравнения значений параметра S_t , восстановленных для модельной выборки характеристик СА с использованием уравнений (8) и (9). Коэффициент корреляции между логарифмами восстановленных значений S_t составляет 0.997.

Приведенное сравнение с экспериментальными данными показывает, что используемые нами выборка оптических и микрофизических характеристик СА, методы статистического моделирования позволяют получать достоверные статистические связи (регрессионные соотношения) между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозоля.

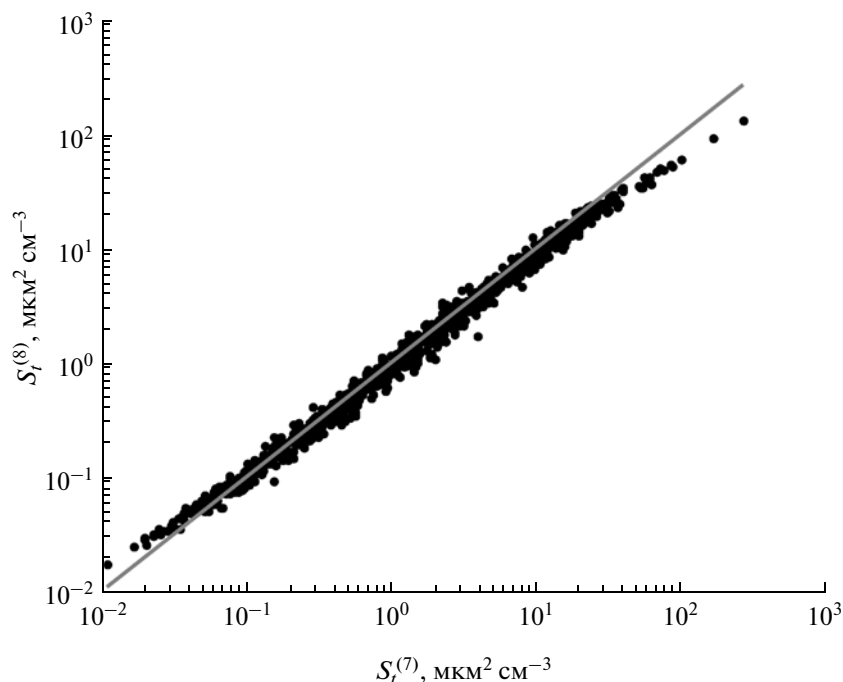


Рис. 5. Результаты восстановления параметра S_t для модельной выборки характеристик СА с использованием соотношений (7) и (8).

Следует отметить отсутствие в литературе экспериментальных связей между КАО и другими МФП аэрозоля и его фракций. Как нами показано выше, для определения других, отмеченных выше МФП параметров аэрозоля, необходимо привлечение дополнительных оптических измерений, например КАОР при помощи лидара. Так, помимо повышения точности восстановления параметра S_t оказывается возможным определение интегральных параметров распределения частиц серноокислотной и пылевой фракций аэрозоля (концентрация, площадь поверхности, объем и эффективный размер), что является значительным преимуществом предлагаемой методики.

ВЛИЯНИЯ ФОРМЫ ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МФП

Как было отмечено выше, расчет ОХ грубодисперсной фракции СА производился с использованием поправочных функций, полученных в работе (Коршунов, 2007) путем аппроксимация точных расчетов по методу Т-матриц. В этой связи представляет интерес восстановление МФП аэрозоля из его ОХ, рассчитанные с использованием алгоритма метода Т-матриц (Mishchenko et al., 2004).

Восстановление параметров производилось для двух спектров размеров частиц СА из (Thomson, Peter, 2006), полученных с помощью шарзондовых измерений вблизи уровня 21 км и соответствующие экстремально (модель 1) и умерен-

но запыленной (модель 2) поствулканической стратосфере. В табл. приведены параметры (6), для двух рассматриваемых реализаций $f(r)$. Для каждой ФРР рассчитывались ОХ аэрозоля (с использованием теории Ми для мелкодисперсной фракции и метода Т-матриц – для грубодисперсной). При этом КПП мелких частиц, соответствовал 75%-му раствору H_2SO_4 , а для КПП крупных частиц использовались данные из (Зуев, Креков, 1986). Пылевые частицы моделировались смесью в равных пропорциях сплюснутых и вытянутых сфероидов с параметром формы 2.0.

В табл. 8 приведены относительные погрешности восстановления МФП полидисперсного ансамбля частиц, моделирующих поствулканический СА, с использованием полиномиальных регрессий (6). Для сравнения в табл. 8 даны значения погрешностей, соответствующие модели сферических пылевых частиц. Видно, для отличия результатов восстановления МФП для моделей сферических и несферических пылевых частиц не превышает единиц процентов. При этом значения погрешностей укладываются в соответствующие диапазоны, приведенные на гистограммах рис. 1–4. Таким образом, можно заключить, что полученные регрессионные уравнения позволяют определять МФП несферических аэрозольных частиц с параметром формы как минимум до 2.0.

Таблица 8. Относительные погрешности восстановления МФП из ОХ, рассчитанных с использованием теории Ми и метода Т-матриц (индексы sph. и nsph. соответственно) для двух моделей ФРР частиц СА

	Модель 1		Модель 2			Модель 1		Модель 1	
	sph.	nsph.	sph.	nsph.		sph.	nsph.	sph.	nsph.
$\delta N_1, \%$	84.3	83.8	44.0	44.7	$\delta V_1, \%$	27.6	30.1	23.5	12.5
$\delta N_2, \%$	23.6	17.2	20.0	15.6	$\delta V_2, \%$	16.2	19.9	6.1	11.9
$\delta N_r, \%$	59.1	53.5	41.3	42.8	$\delta V_r, \%$	13.4	7.9	7.1	3.0
$\delta S_1, \%$	24.3	22.7	0.61	9.4	$\delta r_1, \%$	21.0	15.7	24.3	15.6
$\delta S_2, \%$	1.48	1.54	0.25	3.6	$\delta r_2, \%$	13.0	2.3	10.5	2.7
$\delta S_r, \%$	8.0	2.1	0.48	6.8	$\delta r_r, \%$	9.9	8.9	2.3	1.1

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование совместных лидарных измерений КАОР и спутниковых измерений КАО позволяет как повысить точность определения МФП поствулканического СА, так и расширить набор определяемых параметров по сравнению с отдельной интерпретацией измерений КАО или КАОР. Полученные полиномиальные регрессии между оптическими и микрофизическими характеристиками поствулканического СА более детально учитывают его особенности (полимодальную структуру, различие показателей преломления частиц аэрозольных фракций, дисперсию параметра формы частиц пылевой фракции) и позволяют восстанавливать целый комплекс его МФП с погрешностями приемлемыми для решения ряда задач экологии, климатологии, химии и физики атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белан Б.Д., Ельников В.В., Зуев В.В., Зуев В.Е., Макиенко Э.В., Маричев В.Н. Результаты исследования оптических и микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля методом обращения лидарных измерений в г. Томске летом 1991 г. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 593–601.
- Борен К., Хаффман Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
- Виролайнер Я. А., Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Стил Х., Ньючерч М. Анализ решения обратной задачи восстановления микроструктуры стратосферного аэрозоля по спутниковым измерениям // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 6. С. 816–829.
- Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
- Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
- Зуев В.Е., Наац И.Э. Обратные задачи оптики атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 286 с.
- Коршунов В.А. О восстановлении интегральных параметров тропосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 671–687.
- Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184с.
- Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд., 1990. 278 с.
- Лысенко С.А., Кугейко М.М. Программный пакет для анализа информативности и интерпретации данных аэрозольных оптических измерений // Электроника-инфо. 2009. № 6. С. 49–52.
- Лысенко С.А., Кугейко М.М. Регрессионный подход к анализу информативности и интерпретации данных аэрозольных оптических измерений // Журн. прикл. спектр. 2009. Т. 76. № 6. С.876–883.
- Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
- Поберовский А. В., Поляков А. В., Тимофеев Ю. М. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС “МИР” 1. Описание прибора и методики обработки данных. Примеры результатов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 3. С. 312–321.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М.: Мир, 1970. 296 с.
- Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г.Ф., Плюснин И.И., Букин О.А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1066–1072.
- Balis D.S, Amiridis V., Zerefos C., Kazantzidis I A., Kazadzis I S., Bais I A.F., Meleti I C., Gerasopoulos I E., Papayannis A., Matthias V., Dier H., Andreae M.O. Study of the effect of different type of aerosols on UV-B radiation from measurements during EARLINET // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 307–321.
- Bauman J.J., Russel P.B., Geller M.A., Hamill P.A. Stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 1.Methodology // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D13.4382. doi:10.1029/2002JD002992.
- Bockmann C., Mironova I., Muller D. Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar // J. Opt. Soc. Am. 2005. V. 22. № 3. P. 518–528.
- Brock C.A., Jonsson H.H., Wilson J. C., Dye J.E., Baumgardner D., Borrmann S., Pitts M.C., Osborn M.T., DeCoursey R.J., Woods D.C. Relationships between optical extinction, backscatter and aerosol surface and volume in the stratosphere following the eruption of Mt. Pinatubo // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 2555–2558.

- D'Almeida G.A., Koepke P., Shettle E.* Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics / Ed.: Deepak A. Publication, Hampton, USA, 1991. 549 p.
- Jumelet J., Bekki S., David C., Keckhut P.* Statistical estimation of stratospheric particle size distribution by combining optical modeling and lidar scattering measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. № 8. P. 5435–5448.
- Gobbi G.P.* Parametrization of stratospheric aerosol physical properties on the basis of Nd:YAG lidar observations // *Appl. Opt.* 1998. V. 37. № 21. P. 4712–4720.
- Grainger R.G., Lambert A., Rodgers C.D., et al.* Stratospheric aerosol effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D8. P. 16507–16518.
- Klett J.D.* Stable analytic inversion solution for processing lidar returns // *Appl. Opt.* 1981. V. 20. № 2. P. 211–220.
- Mishchenko M.I., Travis L.D., Lacis A.A.* Scattering, absorption, and emission of light by small particles. New York: NASA Goddard Institute for space studies, 2004. 445 p.
- McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R.* Atmospheric effects of the Mount Pinatubo eruption // *Nature.* 1995. V. 373. № 6513. P. 399–404.
- Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arai K., Sohn B. J., Won J.-G., Yoon S.-C.* Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № D16. P. 18346–18359.
- Müller G., Artz R., Baltensperger U., Carmichael G., Dlugokencky E., Penkett S., Stähelin J., Webb A., Hov O., Klausen J., Sturges B., Barrie L., Braathen G., Jalkanen L., Nickovic S.* WMO Global Atmosphere Watch (GAW) Strategic Plan: 2008–2015. GAW Report 172. WMO TD № 1384. Geneva, Switzerland.
- Palmer K.F., Williams D.* Optical constants of sulfuric acid: Application to the clouds of Venus // *Appl. Opt.* 1975. V. 14. P. 208–219.
- Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A., Massie S.T., Edwards D.P., Flaud J.-M., Perrin A., Camy-Peyret C., Dana V., Mandin J.-Y., Schroeder J., Mccann A., Gamache R.R., Watson R.B., Yoshino K., Chance K.V., Jucks K.W., Brown L.R., Nemtchinov V., Varanasi P.* The HITRAN molecular spectroscopic database and hawks (Hitran Atmospheric Workstation): 1996 EDITION // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 1998. V. 60. № 5. P. 665–710.
- Russell J.M., Gordley L.L., Deaver L.E., Thompson R.E., Park J.H.* An Overview of the Halogen Occultation Experiment (HALOE) and Preliminary Results // *Adv. in Space Res.* 1994. V. 14. № 9. P. 13–20.
- Russell, P.B., Livingston, J.M., Pueschel, R.F., Bauman J.J., Pollack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomason L.W., Stowe L.L., Deshler T., Dutton E.G., Bergstrom R.W.* Global to Microscale Evolution of the Pinatubo Volcanic Aerosol, Derived from Diverse Measurements and Analyses // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № D.13. P. 18745–18763.
- SAGE III ATBD Team. SAGE III Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Solar and Lunar Algorithm. LaRC 475-00-109. Version 2.1. 26 March 2002 (www.sage3.larc.nasa.gov).
- Steele H.M., Hamill P.* Effect of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulphuric acid-water droplets in the stratosphere // *J. Aerosol Sci.* 1981. V. 12. № 6. P. 517–528.
- Taylor F.W., Ballard J., Dudhina A., Goss-Custard M., Kerridge B.J., Lambert A., Lopez-Valverde M., Rodgers C.D., Remedios J.J.* Stratospheric and mesospheric observations with ISAMS // *Adv. Space Res.* V. 14. № 9. 1994. P. 41–52.
- Thomason L.W., Poole L.R., Deshler T.R.* A global climatology of stratospheric aerosol surface area density as deduced from SAGE II: 1984–1994 // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 8967–8976.
- Thomason L.W., Peter T.* Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP), SPARC Report N. 4, WCRP-124, WMO/TD-N. 1295, <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC/index.html>, February, 2006.
- Wandinger U., Ansmann A., Reichardt J., Deshler T.* Determination of stratospheric aerosol microphysical properties from independent extinction and backscattering measurements with a Raman lidar // *Appl. Opt.* 1995. V. 34. № 36. P. 8315–8329.
- Wang P.-H., McCormick M.P., Swisler T.J., Osborn M.T., Fuller W.H., Yue G.K.* Inference of stratospheric aerosol composition and size distribution from SAGE II satellite measurements // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 8435–8446.

The Retrieval of Post-Volcanic Stratospheric Aerosol Microphysical Parameters from Data of Terrestrial and Satellite Multifrequency Remote Sensing

S. A. Lisenko, M. M. Kugeiko

Belarusian State University, Minsk

A method for retrieval of post-volcanic stratospheric aerosol microphysical parameters from results of consistent measurements of aerosol backscattering coefficient by lidar systems based on Nd:YAG-laser and aerosol extinction coefficient by satellite gear SAGE-III is developed. For all microphysical parameters are considered (concentration, surface area, volume, effective size of particles for fine and coarse aerosol modes) a set of most informative optical characteristics is established. Multiple polynomial regressions between optical and microphysical parameters of stratospheric aerosol are obtained. The regressions enable to determine aerosol microphysical parameters in a wide range without solving ill-posed inverse problems. The results are compared with the independent experimental data. The errors of retrieval of microphysical parameters of aerosols under variety of stratospheric conditions are estimated. The influence of dust particle's shape on the accuracy of retrieval of aerosol microphysical parameters is considered.

Keywords: stratospheric aerosol, optical characteristics, microphysical parameters, multiple polynomial regressions

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ МИКРОВОЛНОВОГО РАДИОМЕТРА AMSR-E
СО СПУТНИКА AQUA

© 2011 г. Л. М. Митник, М. Л. Митник*

Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт

им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток

*E-mail: mitnik@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 07.02.2011 г.

Предложен и исследован оригинальный алгоритм оценки скорости ветра W по приращению яркостной температуры взволнованной поверхности океана на частоте $\nu = 10.7$ ГГц на горизонтальной (Γ) поляризации относительно ее значения при $W = 0$ м/с, $T_{\text{яок}}(11\Gamma, W = 0)$. Суммарный вклад восходящего излучения атмосферы $T_{\text{яатм}}^{\uparrow}$ и ее нисходящего излучения $T_{\text{яатм}}^{\downarrow}$, отраженного поверхностью океана и ослабленного атмосферой в яркостную температуру системы океан–атмосфера $T_{\text{я}}(11\Gamma)$ определяется расчетным путем по значениям паросодержания атмосферы V и поглощения в облаках на частоте 10.7 ГГц $\tau_{\text{обл}}(11)$, которые находятся по измерениям $T_{\text{я}}$ на $\nu = 23.8$ и 36.5 ГГц на вертикальной (B) поляризации. В алгоритме использованы экспериментальные данные о зависимости коэффициентов излучения океана от скорости ветра в широком диапазоне изменения W . Погрешность алгоритма определена по замкнутой схеме с использованием массива модельных значений яркостных температур $T_{\text{я}}(11)$, $T_{\text{я}}(24B)$ и $T_{\text{я}}(36B)$, рассчитанных по судовым радиозондовым измерениям в открытом океане с учетом шумов радиометра AMSR-E. Алгоритм применим при водозапасе облаков ≤ 1 кг/м² и отсутствии интенсивных осадков. Приведены примеры восстановления полей W , V , поглощения в атмосфере и других параметров во внетропических циклонах над Тихим океаном. Ветер по данным AMSR-E хорошо согласуется с данными скаттерометра QuikSCAT при $W < 20$ м/с, а при $W \geq 20$ м/с, как правило, превышает их.

Ключевые слова: микроволновое зондирование, AMSR-E, алгоритмы восстановления параметров, приводный ветер, яркостная температура океана, коэффициент излучения морской поверхности, паросодержание атмосферы, поглощение в облаках, полное поглощение в атмосфере

ВВЕДЕНИЕ

Приводный ветер – важнейший геофизический параметр. Вектор ветра используется для оценки напряжения ветра (передачи импульса) и необходим для определения агеострофической (экмановской) составляющей течений в океане. Он, следовательно, связан с атмосферным и океаническим апвеллингом и даунвеллингом, первичной продукцией, дрейфом льда, эволюцией перемешанного слоя и формированием глубинных вод, с крупномасштабными круговоротами и транспортом воды. Сведения о ветре необходимы для надежных расчетов потоков скрытого и явного тепла, потоков углекислого газа и водяного пара, для оценки бюджета энергии, влаги и углерода и для изучения подкисления океана.

Сведения о скорости ветра W важны для изучения волнения и штормовых нагонов, прогноза развития морских погодных систем, положения и структуры прикромочной ледовой зоны, уменьшения ущерба от опасных и особо опасных явлений.

Ветер у поверхности быстро меняется в пространстве и во времени. Спутниковые определения ветра характеризуются высокой плотностью и относительно хорошей точностью, что повышает их ценность, особенно в районах, где наземных измерений мало. Наиболее важны сведения о зонах штормовых ветров, о положении зон резких градиентов ветра и их изменении. Как правило, они связаны с тропическими циклонами, глубокими циклонами синоптического масштаба, с интенсивными мезомасштабными конвективными вихрями, вторжениями холодных воздушных масс. Пассивные (радиометрические) микроволновые и активные (радиолокационные (РЛ)) методы зондирования являются косвенными, так как фактически регистрируется не ветер, как таковой, а вызываемые им возмущения морской поверхности. К достоинствам микроволнового диапазона следует отнести то, что зондирование океана выполняется независимо от времени суток и при наличии облачности и осадков. Мощные об-

лака и осадки приводят, однако, к росту погрешности восстановления характеристик волнения (ветра), а при сильных осадках оценка W по измерениям приборов, установленных сегодня на спутниках, становится невозможной.

Основными РЛ-приборами для измерения скорости W и направления φ приводного ветра со спутников являются скаттерометры. К ним относятся скаттерометры на спутниках Европейского космического агентства (ЕКА) ERS-1 (1991–1995), ERS-2 (1995–май 2011) и MetOp (2006–по настоящее время) (ASCAT Wind Product Manual, 2010) и на американском спутнике QuikSCAT (1999–2009) (Liu, 2002; Hoffman, Leidner, 2005). Приложениям скаттерометрических измерений ветра (анализ морских погодных систем, статистические характеристики ветра над отдельными акваториями и над Мировым океаном в целом и др.) посвящена обширная литература (Quilfen et al., 2007; Sampe, 2007; Liu, Xie, 2006; Liu et al., 2008). Серьезными проблемами при этом являются ослабление РЛ-сигналов в сильных осадках и большая погрешность оценки W при высоких скоростях ветра. Последнее объясняется слабой зависимостью удельной эффективной площади рассеяния σ° от ветра при $W > 20$ м/с и трудностью прямых измерений W при шторме (Liu, Xie, 2006; Brown, 1998; Robinson, 2010). Эти сведения необходимы для настройки геофизической модельной функции $\sigma^\circ = f(W, \varphi, \theta)$, описывающей связь σ° с направлением φ и скоростью ветра и углом зондирования θ (Stoffelen, Andersen, 1997; HERSBACH et al., 2007).

При пассивном зондировании рост яркостной температуры $T_{\text{я}}$ наблюдается и при $W > 20$ м/с. На частотах $\nu < 10$ ГГц высокая чувствительность $T_{\text{я}}$ к вариациям ветра при $W > 20$ м/с зарегистрирована при измерениях с самолета в условиях мощной облачности и осадков в центральных зонах нескольких тропических циклонов. Измерения выполнялись Stepped Frequency Microwave Radiometer (SFMR) – радиометром со ступенчатым изменением частоты (Uhlhorn, 2007) и Hurricane Imaging Radiometer (HIRAD) – радиометром для наблюдения ураганов (El-Nimri, 2010). На $\nu > 10$ ГГц зависимость $T_{\text{я}}$ от W также хорошо выражена (Rosenkranz, 1992; Aziz, 2005), но поглощение в осадках, облаках и в водяном паре ограничивает восстановление поля ветра (Goodberlet et al., 1985; Заболотских и др., 2000).

Ниже основное внимание уделено алгоритму оценки скорости приводного ветра по спутниковым измерениям яркостной температуры на $\nu = 10.7$ ГГц на горизонтальной (Γ) поляризации $T_{\text{я}}(11\Gamma)$ и на $\nu = 23.8$ и 36.5 ГГц на вертикальной (B) поляризации – $T_{\text{я}}(24B)$ и $T_{\text{я}}(36B)$ соответственно. Измерения на этих или близких частотах ведутся радиометром TMI (TRMM Microwave

Imager) со спутника TRMM (Tropical Rain Measurement Mission) с 1996 г., поляризационным радиометром WindSat со спутника Coriolis с 2003 г. и усовершенствованным микроволновым сканирующим радиометром AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System – EOS) со спутника Aqua с 2002 г. по октябрь 2011 г. (Kawanishi et al., 2003). (С января по 24 октября 2003 г. измерения также осуществлялись радиометром AMSR со спутника ADEOS-II). AMSR и AMSR-E принимают излучение на частотах 6.9; 10.65; 18.7; 23.8; 36.5 и 89.0 ГГц (на AMSR также на $\nu = 50.3$ и 52.8 ГГц). Сканирование осуществляется по конусу под углом к местной нормали 55° . Ширина полосы обзора равна 1600 км для AMSR и 1450 км для AMSR-E. Разрешение на местности каналов AMSR-E составляет 43×74 км на 6.9 ГГц, 30×51 км на 10.7 ГГц, 18×31 км на 23.8 ГГц и 8×14 км на 36.5 ГГц (Kawanishi et al., 2003).

АЛГОРИТМ

Для восстановления приводного ветра и температуры поверхности океана (ТПО) наиболее пригодны измерения яркостной температуры на частотах $\nu = 6.9$ и 10.7 ГГц, так как влияние атмосферы значительно меньше, чем на более высоких частотах, а изменчивость яркостной температуры океана на Γ -поляризации $T_{\text{яок}}(\nu)$ при изменении ТПО мала.

Для оценки W по данным AMSR-E разработан ряд алгоритмов (Mitnik, Mitnik, 2003; Shibata, 2006; Wentz, Meissner, 2007; Zang, Wang, 2008; Yan, Weng, 2008), в которых для минимизации влияния атмосферы используются яркостные температуры на нескольких частотах на Γ - и B -поляризациях. В регрессионном алгоритме (Mitnik, Mitnik, 2003) ветер определяется по $T_{\text{я}}$ на 6.9 ГГц на B - и Γ -поляризациях и на 10.7 ГГц на Γ -поляризации. В алгоритме (Shibata, 2006) для восстановления W в тропических циклонах задействованы $T_{\text{я}}(7\Gamma)$ и $T_{\text{я}}(11\Gamma)$, а также использованы результаты анализа одновременных измерений радиометра AMSR и скаттерометра SeaWinds со спутника ADEOS-II, что, в частности, позволило определить зависимость $T_{\text{яок}}(7\Gamma)$ от скорости ветра в отсутствие осадков. Погрешность восстановления скорости ветра с помощью нейронно-сетевого алгоритма, в котором в качестве входных данных были использованы $T_{\text{я}}$ на частотах 6.9, 10.7 и 36.5 ГГц, в отсутствие мощной облачности и осадков составила 1.53 м/с (Zhang et al., 2008).

В данной работе оценка скорости ветра по измерениям AMSR-E выполняется по величине приращения $T_{\text{яок}}(11\Gamma)$ относительно ее расчетного значения при $W = 0$ м/с, а вклад атмосферных составляющих в $T_{\text{я}}(11\Gamma)$ и $\tau(11)$ и поглощение в атмосфере рассчитываются по значениям погло-

Таблица 1. Зависимости коэффициента излучения и яркостной температуры гладкой морской поверхности на частоте 10.7 ГГц на горизонтальной поляризации от температуры воды. Угол визирования 55°

Температура воды $t_0, ^\circ\text{C}$	Коэффициент излучения	Яркостная температура $T_{\text{Я}}, \text{K}$	Температура воды $t_0, ^\circ\text{C}$	Коэффициент излучения	Яркостная температура $T_{\text{Я}}, \text{K}$
-2	0.24779	67.19	16	0.23466	67.85
0	0.24539	67.03	18	0.23405	68.14
2	0.24238	66.94	20	0.23354	68.46
4	0.24145	66.92	22	0.23312	68.81
6	0.23985	66.95	24	0.23279	69.17
8	0.23847	67.04	26	0.23252	69.56
10	0.23728	67.19	28	0.23231	69.96
12	0.23626	67.37	30	0.23216	70.38
14	0.23539	67.59	32	0.23205	70.81

щения в облаках на $\nu = 36.0$ ГГц $\tau_{\text{обл}}$ (36) и паросодержания атмосферы V , которые в свою очередь находятся по $T_{\text{Я}}(24\text{В})$ и $T_{\text{Я}}(36\text{В})$. Алгебраическая форма уравнения переноса радиации в системе океан–атмосфера (СОА) имеет вид (Митник, Митник, 2006)

$$T_{\text{Я}}^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) = \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) T_0 e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(\nu, \theta) + T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(\nu, \theta) \left[1 - \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) \right] \times e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + T_{\text{Якосм}} \left[1 - \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) \right] e^{-2\tau(\nu)\sec\theta}, \quad (1)$$

где $T_{\text{Я}}^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$ – яркостная температура СОА на В- и Г-поляризациях, регистрируемая под углом θ ; $\chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$ – коэффициент излучения морской поверхности; $T_0 = t_0 + 273.16$, $\tau(\nu)$ – полное поглощение в атмосфере, определяемое поглощением в молекулярном кислороде $\tau_{\text{к}}(\nu)$, в водяном паре $\tau_{\text{вп}}(\nu)$, в облаках $\tau_{\text{обл}}(\nu)$ и в осадках $\tau_{\text{осад}}(\nu)$; $T_{\text{Я}}^{\uparrow}(\nu, \theta)$ и $T_{\text{Я}}^{\downarrow}(\nu, \theta)$ – яркостные температуры восходящего и нисходящего излучения атмосферы соответственно; $T_{\text{Якосм}} = 2.7 \text{ K}$ – яркостная температура реликтового космического излучения.

Первое слагаемое в формуле (1) $\chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) T_0 e^{-\tau(\nu)\sec\theta}$ представляет собой яркостную температуру океана на верхней границе атмосферы. Вариации именно этого слагаемого на частоте 10.7 ГГц на Г-поляризации и используются для восстановления скорости приводного ветра. Второе и третье слагаемые, обусловленные излучением атмосферы, и четвертое слагаемое – космическое излучение – являются помехой при определении ветра. Эти составляющие должны быть найдены и вычтены из измеряемой яркостной температуры $T_{\text{Я}}(11\text{Г}, W)$, а полученный результат умножен на $e^{\tau(\nu)\sec\theta}$ для учета поглощения в атмосфере.

При штиле ($W = 0$ м/с) яркостная температура океана $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ определяется произведением коэффициента излучения $\chi(11\text{Г}, t_0)$ и температуры поверхности воды T_0 . В табл. 1 приведены значения $\chi(11\text{Г}, t_0)$ и $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ при $\theta = 55^\circ$ и $t_0 = (-2 \text{--} +32)^\circ\text{C}$. Значения $\chi(11\text{Г}, t_0)$ рассчитаны по формулам Френеля с использованием для диэлектрической проницаемости морской воды соотношений (Meissner, Wentz, 2004). Аппроксимационные формулы (2) и (3) позволяют рассчитать значения $\chi(11\text{Г}, t_0)$ и $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ с высокой точностью:

$$\chi(11\text{Г}, t_0) = 0.2452 - 0.00093t_0 + 1.687 \times 10^{-5}t_0^2, \quad (2)$$

$$T_{\text{Яок}}(11\text{Г}) = 66.985 - 0.0198t_0 + 0.00450t_0^2. \quad (3)$$

При изменении t_0 от -2 до $+32^\circ\text{C}$ значения $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ заключены в пределах $67.2\text{--}70.8 \text{ K}$. В умеренных и высоких широтах ($-2 \leq t_0 \leq +12^\circ\text{C}$) вариации $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ не превышают 0.6 K , и формула для $T_{\text{Яок}}$ имеет вид $T_{\text{Яок}}(11\text{Г}) = 67.03 - 0.0570t_0 + 0.0072t_0^2$ (Mitnik, Mitnik, 2010). В тропической зоне увеличение t_0 от 25°C до 32°C сопровождается ростом $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$ примерно на 1.5 K . (Для сравнения отметим, что в диапазоне t_0 от -2 до $+32^\circ\text{C}$ значения $T_{\text{Яок}}(7\text{Г})$ монотонно возрастают от 63.2 до 69.2 K , а значения $T_{\text{Яок}}(19\text{Г})$ уменьшаются от 76.1 K при $t_0 = -1.8^\circ\text{C}$ до 72.8 K при $t_0 = +18^\circ\text{C}$, а затем возрастают до 73.9 при $t_0 = 32^\circ\text{C}$).

Яркостные температуры восходящего $T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(11)$ и нисходящего $T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(11)$ излучения атмосферы могут быть представлены в виде

$$T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(11) = \left[T_{\text{атм}}(0) - \Delta T^{\uparrow}(11) \right] \left[1 - e^{-\tau(\nu)\sec55} \right], \quad (4)$$

$$T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(11) = \left[T_{\text{атм}}(0) - \Delta T^{\downarrow}(11) \right] \left[1 - e^{-\tau(\nu)\sec55} \right],$$

где $T_{\text{атм}}(0)$ – температура воздуха у поверхности, $\Delta T^{\uparrow}(11)$ и $\Delta T^{\downarrow}(11)$ – поправки на неизотермич-

ность атмосферы для восходящего и нисходящего излучения атмосферы соответственно (Митник, Митник, 2006).

В отсутствие осадков полное поглощение в атмосфере складывается из поглощений в молекулярном кислороде $\tau_k(v)$, в водяном паре $\tau_{вп}(v)$ и в облаках $\tau_{обл}(v)$

$$\tau(11) = \tau_k(11) + a(11)V + \tau_{обл}(11). \quad (5)$$

В диапазоне 5–12 ГГц поглощение τ_k не превышает 0.01, и изменчивостью этого параметра, определяемой вариациями температуры и давления атмосферы, вполне можно пренебречь. Поглощение $\tau_{вп}(v)$ пропорционально паросодержанию атмосферы V . Из результатов моделирования следует, что увеличение V от 2 до 15 кг/м² приводит к росту $T_{я}(7Г)$ меньше, чем на 0.8 К, а $T_{я}(11Г)$ – меньше, чем на 2 К. В тропических широтах вариации существеннее. Изменение V от 30 до 67 кг/м² сопровождается возрастанием $T_{я}(7Г)$ примерно на 2.0 К, а $T_{я}(11Г)$ – примерно на 5.4 К.

Обратимся к облачной компоненте. При расчетах поглощения в облаках на частотах AMSR-E использовалась аппроксимация Релея

$$\gamma_{обл} = 0.06\pi v \epsilon_2(v) / \{[\epsilon_1(v) + 2]^2 + [\epsilon_2(v)]^2\} \omega, \quad (6)$$

где ϵ_1 и ϵ_2 – действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости пресной воды соответственно (Meissner and Wentz, 2004), а ω – водность облака в г/м³. Полное поглощение пропорционально водозапасу облака Q и зависит от распределения по высоте ω и температуры облачных капель $t_{обл}$. В табл. 2 приведены значения поглощения в облаке с $Q = 1$ кг/м² при изменении температуры капелек от -20.0 до $+20.0^\circ\text{C}$. Появление облачности с $Q = 0.1$ кг/м² приводит к росту $T_{я}(7Г)$ на 0.45–0.7 К, а $T_{я}(11Г)$ – примерно на 1–1.5 К в зависимости от $t_{обл}$. Приращение $\Delta T_{я}(v)$ растут примерно пропорционально Q . Понижение $t_{обл}$ сопровождается ростом поглощения и ростом $\Delta T_{я}(v)$, несмотря на уменьшение температуры атмосферы.

Для оценки полного поглощения в атмосфере, необходимого также для расчета вклада атмосферы в $T_{я}$, алгоритм (Mitnik, Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006) был модифицирован с тем, чтобы по $T_{я}(24В)$ и $T_{я}(36В)$ определять V и $\tau_{обл}(11) = \tau_{обл}(36)R(t_{обл})$, где $R(t_{обл}) = \tau_{обл}(11)/\tau_{обл}(36)$ – известная монотонно убывающая функция температуры $t_{обл}$. Так, при $t_{обл} = 20^\circ\text{C}$ $R = 0.1227$, при $t_{обл} = +10^\circ\text{C}$ $R = 0.1037$, а при $t_{обл} = -10^\circ\text{C}$ $R = 0.0908$. В алгоритме температура облака “привязана” к ТПО: $t_{обл} = t_o - A$. Для многих форм облачности $A = 10–15^\circ\text{C}$. Значения R для $-15 \leq t_o \leq +20^\circ\text{C}$ могут быть найдены по аппроксимационной формуле

Таблица 2. Полное поглощение в облаке с водозапасом $Q = 1$ кг/м²

Температура облака, $t_{обл}$, $^\circ\text{C}$	Частота, ГГц				
	6.90	10.65	18.7	23.8	36.5
-20.0	0.0231	0.0535	0.1512	0.2279	0.4365
-10.0	0.0147	0.0347	0.1025	0.1600	0.3345
0.0	0.0102	0.0242	0.0728	0.1156	0.2542
10.0	0.0075	0.0177	0.0539	0.0862	0.1950
20.0	0.0057	0.0135	0.0414	0.0666	0.1529

$$R = 0.09469 - 0.000574t_{обл} + 2.78117 \cdot 10^{-5}t_{обл}^2 - 7.0384 \cdot 10^{-7}t_{обл}^3. \quad (7)$$

Таким образом, полное поглощение в атмосфере $\tau(11)$ можно определить по формуле (5) по значениям V и $\tau_{обл}(11)$ в предположении, что поглощение в кислороде τ_k известно. $T_{я}$ восходящего и нисходящего излучения атмосферы рассчитываем по формулам (4), полагая, что $T_{атм}(0) = t_o$ и значения ТПО известны (соответствуют, например, карте ТПО за предшествующие сутки). Подставляя в формулу (2) значение t_o , находим $\chi^{B,\Gamma}(t_o)$ и вклад в $T_{я}(11Г)$ нисходящего излучения атмосферы, равный $T_{яатм}^\downarrow(11)[1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10)]e^{-\tau(11)\sec\theta}$.

Яркостную температуру поверхности океана $T_{яок}(11Г)$ вычисляем по соотношению

$$T_{яок}(11Г) = \left\{ T_{я}(11Г) - T_{яатм}^\uparrow(11) - T_{яатм}^\downarrow(11) \times \left[1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10) \right] e^{-\tau(11)\sec\theta} - T_{якосм} \left[1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10) \right] e^{-2\tau(11)\sec\theta} \right\} e^{-\tau(11)\sec\theta}. \quad (7)$$

Космическую составляющую ввиду ее малости можно считать равной 1.8 К и постоянной. Действительно: при $T_{якосм} = 2.7$ К (реликтовое излучение), $\chi \approx 0.23–0.24$, $\tau(11) \approx 0.02–0.05$ и $\theta = 55^\circ$ (угол визирования AMSR-E) имеем примерно 1.8 К.

По формуле (3) и приближенному (!) значению ТПО находим $T_{я}$ океана при штиле, а затем и обусловленное ветром приращение $\Delta T_{яок}(11Г) = T_{яок}(11Г) - T_{яок}(11Г, W = 0)$. По $\Delta T_{яок}(11Г)$ и зависимости $d_w(11Г) = \Delta T_{яок}(11Г)/\Delta W = f(W)$ оцениваем скорость ветра.

Производная яркостной температуры по ветру $d_w(v) = \partial T_{яок}(v)/\partial W$ зависит от частоты, поляризации и угла визирования, от устойчивости пограничного слоя атмосферы, возраста волнения, ТПО, скорости ветра и его мезомасштабной изменчивости и ряда других причин, что приводит к разбросу экспериментальных данных, полученных в различных условиях. Так, согласно (Sasaki et al., 1987), $d_w(7Г) = 0.55–0.65$ К/(м/с), а $d_w(11Г) =$

$= 0.65–0.75$ К/(м/с). В то же время в экспериментах по зондированию морской поверхности с дрейфующей платформы в диапазоне изменения W от 5 до 16 м/с и угле визирования 53° получено: $d_w(11Г) = 0.87$ К/(м/с) (Aziz et al., 2005). Из обработки данных AMSR-E (Shibata, 2006, рис. 1), следует, что среднее значение крутизны при $W \leq 20$ м/с составляет 1 К/(м/с), а отношение крутизн $d_w(7Г)/d_w(11Г) = 0.9$ (Shibata, 2006). В модели коэффициента излучения океана (Meissner, Wentz, 2006) $d_w(v) \approx 1$ К/(м/с). При этом подчеркивается, что насыщения $T_{я}(11Г)$ с увеличением ветра не отмечается, как минимум, до 35 м/с. WindSat над ураганами Атлантики, для восстановления W в условиях сильных осадков (Boukabara, Weng, 2008; Brown et al., 2006; Meissner, Wentz, 2009). Измерения с самолета над центральными зонами ураганов ориентированным в надири радиометром SFMR со ступенчатым изменением частоты в диапазоне 4.5–7.2 ГГц показали, что зависимость $d_w(v) = f(W)$ нелинейна, а при $W > 33.2$ м/с $d_w(v) = 1$ К/(м/с) (Uhlhorn et al., 2007).

Поскольку шум каналов радиометра AMSR-E составляет 0.3–0.5 К (Kawanishi, 2003), то обусловленные ветром приращения $T_{яок}(v)$ на частотах 6.9 и 10.7 ГГц могут быть надежно зарегистрированы, а значения W определены по изложенному алгоритму.

ПОГРЕШНОСТЬ ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ВЕТРА

Погрешность разработанного алгоритма оценивалась по данным замкнутого численного эксперимента. Исходная база состояла из 6285 наборов данных (точек). Каждый набор включал в себя яркостные температуры $T_{я}(11Г)$, $T_{я}(24В)$, и $T_{я}(36В)$, температуру поверхности воды t_o , скорость ветра W_o , паросодержание атмосферы V_o и водозапас облаков Q_o . Значения $T_{я}$ рассчитывались по данным радиозондов, собранных в различных физико-географических районах океана, путем численного интегрирования уравнения переноса микроволнового излучения (Mitnik and Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006). Зависимость приращения коэффициентов излучения от W была принята линейной в соответствии с экспериментальными данными (Aziz et al., 2005; Shibata, 2006; Wentz, Meissner, 2006, 2009). Очевидно, однако, что изложенная методика может быть применена и для нелинейной зависимости $\Delta\chi = f(W)$, полученной, например, в (El-Nimri, 2010; Uhlhorn et al., 2007).

На значения $T_{я}$ и t_o были наброшены шумы, распределенные по нормальному закону со стандартным отклонением $\sigma T_{я} = 0.5$ К для каждого канала радиометра $T_{я}$ и $\sigma t_o = 2^\circ\text{C}$ для t_o , полученные

с помощью генератора случайных чисел. Максимальная амплитуда шумов была ограничена ± 1 К для $T_{я}$ и $\pm 4^\circ\text{C}$ для t_o . Значения скорости ветра W , восстановленные по алгоритму, были сопоставлены с исходными W_o . Были определены коэффициенты a_0 и a_1 в уравнении линейной регрессии $W = a_0 + a_1 W_o$ и среднеквадратичное отклонение σ_w .

Погрешности оценки ветра σ_w для различных сочетаний $\sigma T_{я}$ и σt_o приведены в табл. 3. Расчеты были выполнены для безоблачных и облачных условий. В вариантах 1–4 максимальный водозапас облаков $Q_{\text{макс}}$ не превышал 1 кг/м² (5935 точек), а в вариантах 5 и 6 – $Q_{\text{макс}} \leq 0.5$ кг/м² (5571 точка). Максимальные отличия $\Delta W = W - W_o$ восстановленных значений W от истинных при $Q_{\text{макс}} \leq 0.5$ кг/м² не превышали 4 м/с (для 5545 точек).

При $t_o < 12^\circ\text{C}$ неопределенность в $\pm 2^\circ\text{C}$ практически не влияет на погрешность оценки скорости ветра σ_w , а при $t_o > 25^\circ\text{C}$ ошибки не превышают примерно ± 0.3 м/с. Поэтому для расчета $\chi(11Г, t_o)$ и $T_{яок}(11Г, t_o)$ могут быть использованы спутниковые определения ТПО в сроки, близкие к измерениям AMSR-E. Вполне допустимо и использование климатических данных о ТПО. Вклад шумов радиометра более заметен: погрешность восстановления W по $T_{я}(v)$, измеренным реальным радиометром с $\sigma T_{я} = 0.5$ К, примерно на 12–13% больше по сравнению с измерениями идеального радиометра ($\sigma T_{я} = 0$ К). Включение в базу данных случаев с водозапасом от 0.5 до 1.0 кг/м² (390 точек) приводит к росту σ_w примерно на 30%, причем отличие восстановленных значений W от исходных могло составлять 5–10 м/с.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМА

16 ноября 2009 г. в 12:00 Гр. на волне полярного фронта в районе о-вов Рюкю сформировался циклон, который в последующие сутки перемещался в район Берингова моря со скоростью 70–80 км/ч. За сутки 17–18 ноября давление в его центре понизилось на 14 мб, а за последующие сутки – на 36 мб. В Берингово море циклон вышел 19 ноября в 12:00 Гр., когда давление в его центре, по данным Японского метеорологического агентства (ЯМА), составляло 954 мб. Штормовая обстановка, опасные и особо опасные явления погоды наблюдались над Беринговым морем, частью Алеутских о-вов и Камчаткой. 19–20 ноября на Камчатке отмечались снегопады при штормовом ветре. Высота волн в Беринговом море достигала 9–10 м. Зона ветров с $W = 15–28$ м/с распространялась на 1300–1500 км от центра.

19 ноября циклон дважды находился в пределах полосы обзора радиометра AMSR-E: в 01:35 Гр. и в 14:55 Гр., – когда он достиг максимальной стадии развития и полностью окклюдовался. На

Таблица 3. Погрешность восстановления скорости ветра σ_w , коэффициенты линейной регрессии a_0 и a_1 и коэффициент корреляции R^2 при двух значениях максимального водозапаса облаков $Q_{\text{макс}}$ и различных сочетаниях шумов радиометра σ_{T_j} и погрешности в значениях температуры поверхности океана σ_{t_o}

Выборка	$Q_{\text{макс}}$, кг/м ²	N	σ_{T_j} , К	σ_{t_o} , °С	σ_w , м/с	a_0	a_1	R^2
1	1.0	5935	0.0	0	1.01	-0.827	0.965	0.94
2	То же		То же	2	1.03	-0.840	0.964	0.93
3	»		0.5	0	1.13	-0.817	То же	То же
4	»		То же	2	1.15	-0.823	0.963	0.95
5	0.5	5545	0.0	0	0.71	-0.848	0.963	0.97
6	То же		0.5	2	0.89	-0.832	0.961	0.96

рис. 1а, б, в приведены поля яркостных температур $T_j(11Г)$, $T_j(24В)$ и $T_j(36В)$. По этим полям были найдены поля паросодержания атмосферы V (рис. 2а) и поглощения в атмосфере на частоте 10.7 ГГц $\tau(11)$ (рис. 2б), которые в свою очередь были использованы для вычисления восходящего $T_{\text{яатм}}^{\uparrow}$ (11) и нисходящего $T_{\text{яатм}}^{\downarrow}$ (11) излучения атмосферы и космического излучения. Поля V и $\tau(11)$ (или водозапаса облаков Q) позволяют выделить вероятные зоны выпадения осадков, применяя простые пороговые критерии, такие как $\tau(11) > 0.03$, $Q > 0.5-0.8$ кг/м² или $\Delta T_j(36) = T_j(36В) - T_j(36Н) < 20$ К (Заболотских и др., 2000; Goodberlet et al., 1989). Эти зоны, где погрешность оценки W возрастает, четко видны на изображениях Q и $T_j(36В)$, что важно для визуального ана-

лиза развития процесса. Водозапас облаков можно найти или по значениям $\tau_{\text{обл}}(36)$, которые вычисляются в алгоритме, и коэффициентам $\gamma_{\text{обл}}(36, t_{\text{обл}})$ из табл. 2, или по алгоритму (Mitnik, Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006). В 14:55 Гр. осадки могли выпадать там, где $\tau(36) > 0.26-0.28$ (рис. 2б), а значения $T_j(89Г)$ достигали максимума (рис. 2в).

Поле приводного ветра приведено на рис. 3б (яркостная температура океана при штиле была взята равной 67 К – см. табл. 1). Хорошо выделяется центральная зона циклона восточнее о-вов Беринга, где W уменьшается до 5–7 м/с. Скорость ветра возрастает до 25–30 м/с к северу от центра в середине циклонически изогнутой полосы шириной примерно 200 км. С юга и с севера к этой полосе примыкают области, где $W = 15-20$ м/с. Ши-

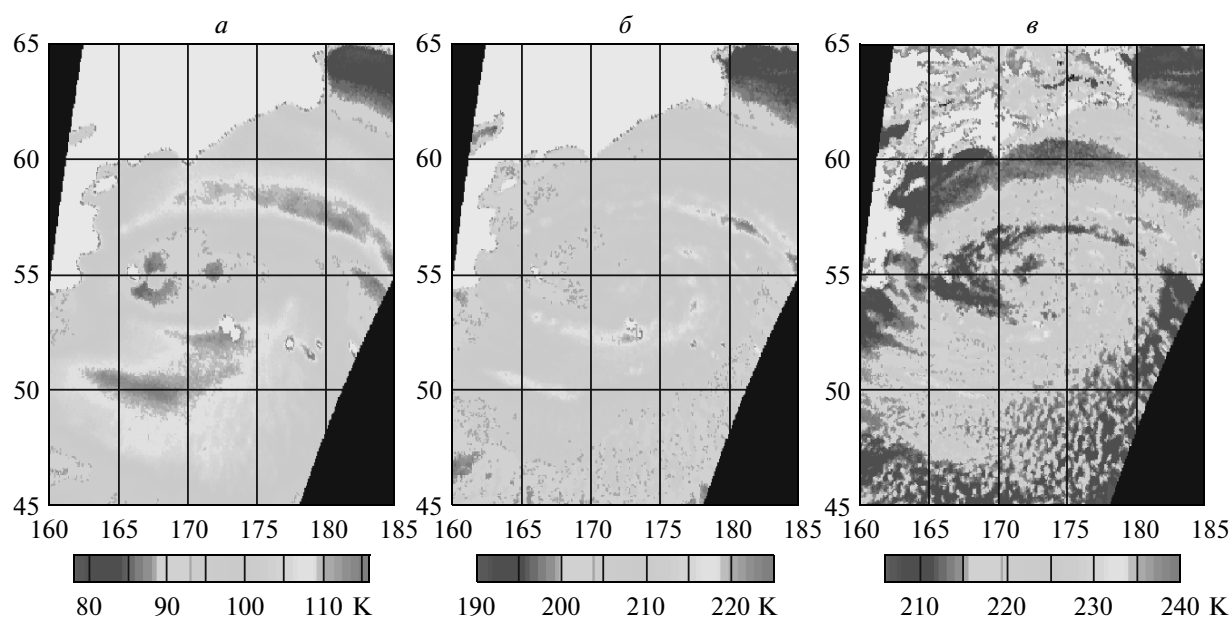


Рис. 1. Поля яркостных температур в области внетропического циклона 19 ноября 2009 г. в 14:55 Гр. по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Аква на частотах: а – 10.7 ГГц на горизонтальной поляризации, б – 23.8 ГГц, и в – 36.5 ГГц на вертикальной поляризации.

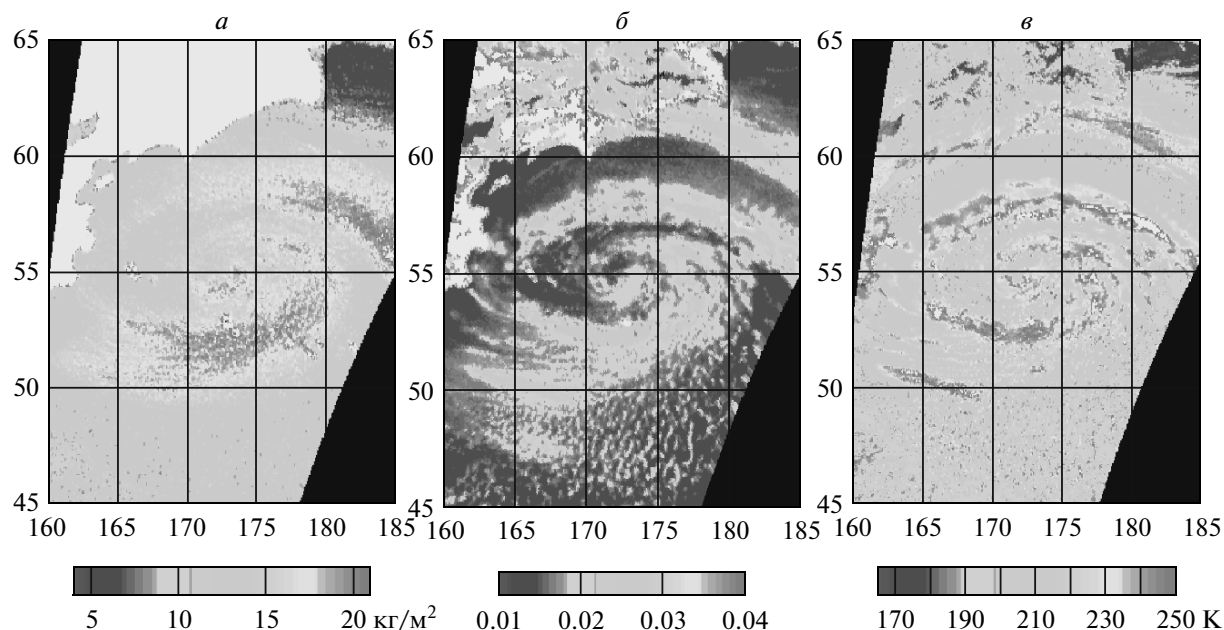


Рис. 2. Поля паросодержания атмосферы (*а*) и полного поглощения атмосферы (*б*), восстановленные по яркостным температурам, показанным на рис. 1, и поле яркостной температуры на частоте 89.0 ГГц на горизонтальной поляризации (*в*) по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Aqua 19 ноября 2009 г. в 14:55 Гр.

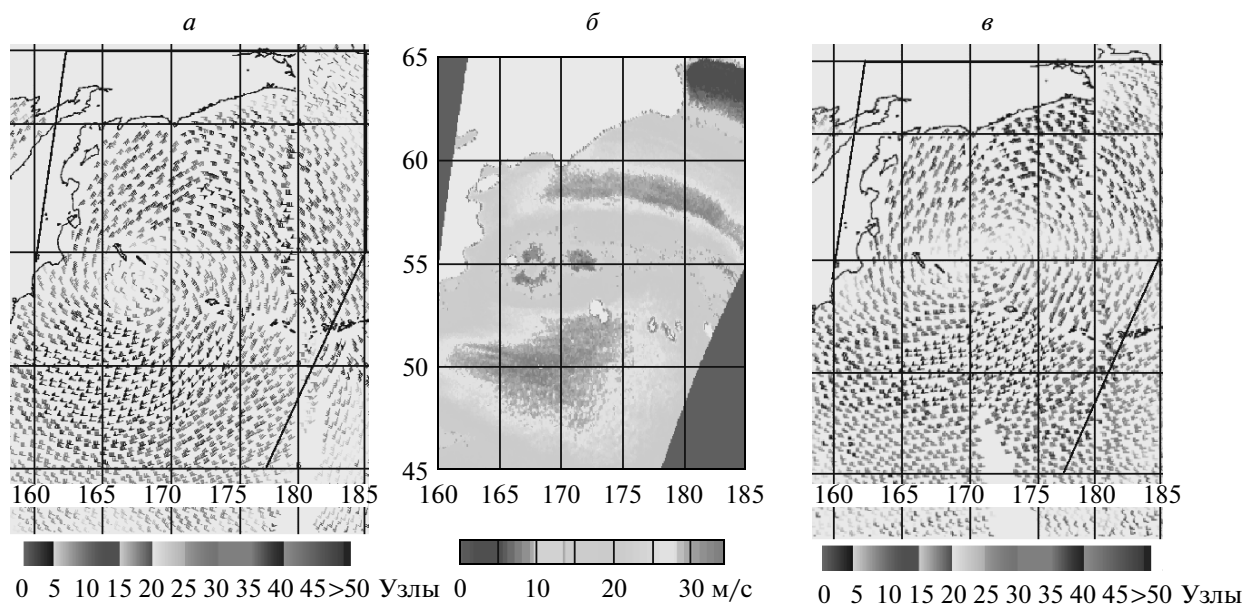


Рис. 3. Поля приводного ветра в области внетропического циклона 19 ноября 2009 г. по данным скаттерометра QuikSCAT (*а*) в 07:29 Гр. и (*в*) в 17:14 Гр. и (*б*) восстановленные по измерениям радиометра AMSR-E в 14:55 Гр.

рина области в южном направлении — 100–150 км и меньше, а в северном доходит до 300 км. Еще далее к северу между 62° и 65° с.ш. ветер спадает до 2–5 м/с. В южном секторе циклона штормовой ветер отмечается в обширной зоне треугольной формы. В центральной ее части скорость ветра достигает 30–34 м/с. Поля ветра по данным скатте-

рометра QuikSCAT, полученным в 07:29 Гр. за 7.5 ч до и в 17:14 Гр. через 2 ч 20 мин после AMSR-E, приведены на рис. 3*а, б* (<http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/quikscat/>). Структура полей и скорость ветра, восстановленная по измерениям пассивного (AMSR-E) и активного (QuikSCAT) микроволновых приборов, хорошо соответствуют друг другу

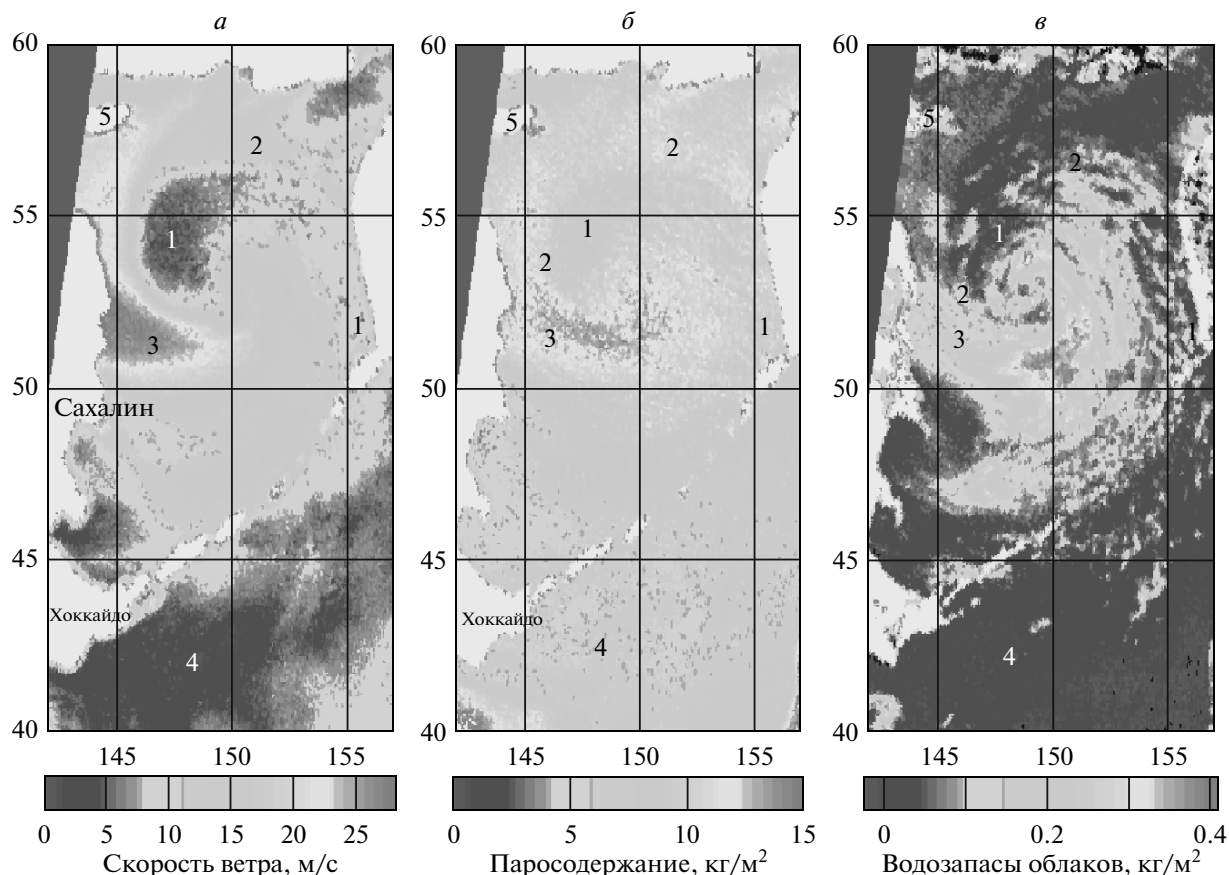


Рис. 4. Поля приводного ветра (*а*), паросодержания атмосферы (*б*) и водозапаса облаков (*в*) в циклоне над Охотским морем, восстановленные по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Aqua 21 декабря 2010 г. в 02:30 Гр. Цифрой 5 обозначен лед.

при $W < 20\text{--}25$ м/с. По данным AMSR-E зарегистрированы и более высокие значения ветра. Отсутствие таких значений по данным QuikSCAT можно объяснить снижением чувствительности удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) к ветру при $W > 20\text{--}25$ м/с, а не двукратным ослаблением сигналов скаттерометра в атмосфере, так как интенсивность осадков и водозапас облаков в рассматриваемом циклоне, а также в других зимних внетропических циклонах существенно меньше, чем в тропических.

Циклоническая активность над азиатскими окраинными морями в зимний период усиливается. В циклонах синоптического масштаба над Беринговым, Охотским и Японским морями интенсивность осадков, как правило, ниже, чем в более южных морях, что позволяет восстанавливать поля приводного ветра с большей точностью. На рис. 4 показаны рассчитанные по данным AMSR-E поля ветра, паросодержания атмосферы и водозапаса облаков в окклюдированном циклоне, который 21 декабря 2010 г. располагался над Охотским морем. Спиральная структура циклона от-

четливо выражена во всех полях. В зоне 1 более холодного сухого воздуха ($V = 8\text{--}10$ кг/м²), охватывающей северные Курильские о-ва и Камчатку, скорость ветра по мере продвижения к центру циклона падает от 8–10 до 3–5 м/с. В этой зоне видны отдельные облачные полосы и пятна с водозапасом $Q \leq 0.2$ кг/м². В более теплой и влажной воздушной массе 2, примыкающей к этой зоне, $V = 11\text{--}13$ кг/м², скорость ветра возрастает до 13–16 м/с, облаков меньше, чем в зоне 1, и их водозапас также ≤ 0.2 кг/м². Еще сильнее ветер (до 23–27 м/с) в треугольной по форме области 3 к юго-западу и к югу от центра циклона. Водозапас облаков, достигающий здесь 0.4 кг/м², не влияет на оценку скорости ветра, о чем свидетельствуют различные очертания областей с максимальными значениями W и Q . Обширная область слабых ветров 4, где $W < 5$ м/с, располагается к югу и юго-востоку от Хоккайдо. Облачность здесь отсутствует, а значения паросодержания атмосферы составляют 5–7 кг/м².

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предложенном алгоритме выбор частоты 10.7 ГГц для оценки скорости ветра обоснован как малой изменчивостью $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$ при вариациях t_0 (особенно при $t_0 < 12^\circ\text{C}$ – см. табл. 1), так и улучшением пространственного разрешения по сравнению с 6.9 ГГц. Выбор $T_{\text{я}}$ на $\nu = 23.8$ и 36.5 ГГц для определения поглощения в атмосфере и атмосферных составляющих яркостной температуры $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$ объясняется их высокой чувствительностью к вариациям содержания в атмосфере пароводяной и капельной влаги, а также меньшей площадью усреднения данных, что снижает погрешность оценки $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$. Погрешность оценки скорости ветра по трем яркостным температурам определена по данным численного эксперимента с глобальной базой данных при значениях водозапаса облаков до 1 кг/м².

При $Q > 0.5$ кг/м² в атмосфере обычно отмечаются осадки, и погрешности в расчетах атмосферных составляющих $T_{\text{я}}(11\text{Г})$, общего поглощения, а, следовательно, и скорости ветра возрастают. В зимних погодных системах отмечаются как твердые, так и жидкие осадки. Их интенсивность обычно не превышает 1–3 мм/ч, а размеры капель малы, что не мешает оценке ветра по данным AMSR-E. Ситуации с мощной облачностью и осадками, которые наблюдаются в умеренных и высоких широтах в теплый сезон, а в тропической зоне – на протяжении всего года – могут быть идентифицированы и отфильтрованы. В качестве порогового значения при фильтрации может быть использовано значение $Q = 0.5$ кг/м².

Спутниковые радиометры регистрируют не ветер, а вариации яркостных температур, обусловленные, в частности, приращениями коэффициента излучения океана $\chi^{\text{B},\Gamma}(\nu, \theta, t_0, W)$. Эти приращения, помимо ветра, зависят от многих факторов, что приводит к разбросу экспериментальных данных и к появлению различных аппроксимаций спектра $\chi^{\text{B},\Gamma}(\nu, \theta, t_0, W)$ (Шарков, 2007; Aziz et al., 2005; Boukabara, Weng, 2008; El-Nimri, 2010; Meissner, Wentz, 2006, 2009; Padmanabhan, 2006; Ruf et al., 2008; Sasaki et al., 1987; Shibata, 2006; Uhlhorn et al., 2007). Новые аппроксимации зависимости $\chi^{\text{B},\Gamma}$ от скорости ветра вплоть до $W = 70$ м/с были получены при самолетных измерениях радиометрами SFMR и HIRAD (El-Nimri, 2010; Uhlhorn, 2007). Они были применены при разработке и настройке алгоритма оценки W по измерениям радиометра WindSat на частотах 6.8, 10.7, 18.7, 23.8 и 37.0 ГГц со спутника Coriolis (Brown et al., 2006; Ruf et al., 2008; Mims et al., 2010). В алгоритме (Brown et al., 2006) ветер оценивается по приращениям коэффициента излучения взволнованной поверхности океана относительно гладкой с помощью эмпирической

геофизической модельной функции, осуществляющей “очистку” $T_{\text{я}}(11)$ от излучения атмосферы. Такой подход аналогичен изложенному выше, но при этом, однако, используется сложная процедура “очистки”. Так, например, полное поглощение атмосферы представляется квадратичной функцией V и Q , что противоречит многочисленным экспериментальным и теоретическим данным. В дальнейшем алгоритм был модернизирован, упрощен и применен для восстановления поля ветра в ураганах, над которыми проводились квазисинхронные микроволновые измерения с самолета (El-Nimri 2010; Ruf et al., 2008; Mims et al., 2010).

Методика восстановления ветра по приращениям $T_{\text{я}}$ взволнованной поверхности океана относительно штилевых условий хорошо обоснована физически и представляется перспективной, что требует продолжения исследований изменчивости микроволновых характеристик и океана, и атмосферы в различных физико-географических районах, оценки влияния пространственного сглаживания. Отметим в связи с этим, что в конце 2011–начале 2012 г. будет запущен спутник GCOM-W1 с радиометром AMSR2 и с самой большой в мире вращающейся антенной (Ok et al., 2010). AMSR2 будет принимать излучение Земли на $\nu = 6.9, 7.3, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5$ и 89.0 ГГц, что, согласно модельным расчетам, позволит снизить погрешности восстановления характеристик ветра и других геофизических параметров.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08_05_99109–p_офи и 09_05_13569_офи_ц, ФЦП “Мировой океан” (договора 4/09, 6/10 и тема 2011-16-420-8-012), и проекта № 111 по соглашению между Японским аэрокосмическим исследовательским агентством (JAXA) и ТОИ ДВО РАН. Данные измерений AMSR-E со спутника Aqua получены из JAXA.

Цветной вариант рисунков без текста статьи помещен на сайте <http://www.poi.dvo.ru>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Заболотских Е.В. и др.* Разработка и валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным SSM/I с применением нейронных сетей и физических ограничений // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 2. С. 62–71.
- Митник М.Л., Митник Л.М.* Восстановление паросодержания атмосферы и водозапаса облаков над океаном по данным микроволнового зондирования со спутников DMSP, TRMM, AQUA и ADEOS-II // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 4. С. 34–41.
- Шарков Е.А.* Обрушающиеся морские волны: структура, геометрия, электродинамика. М.: Научный мир, 2009. 304 с.

- ASCAT Wind Product User Manual version 1.8 January 2010 // SAF/OSI/CDOP/KNMI/TEC/MA/126. 23 p.
- Aziz M.A. et al.* Effects of air–sea interaction parameters on ocean surface microwave emission at 10 and 37 GHz // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2005. V. 43. № 8. P. 1763–1774.
- Boukabara S.A., Weng F.* Microwave emissivity over ocean in all-weather conditions: validation using WINDSAT and airborne GPS dropsondes // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2008. V. 46. № 2. P. 376–384.
- Brown R.A.* Global high wind deficiency in modeling // Remote sensing of the Pacific Ocean by satellites. Marrickville Australia: Southwood Press Pty Limited, 1998. P. 69–77.
- Brown S.T. et al.* An emissivity-based wind vector retrieval algorithm for the WindSat polarimetric radiometer // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2006. V. 44. № 3. P. 611–621.
- El-Nimri S.F. et al.* Improved microwave remote sensing of hurricane wind speed and rain rates using the hurricane imaging radiometer (HIRAD) // Proc. 28-th Conf. Hurricanes and Tropical Meteorol. Orlando, FL, 28 April–2 May 2008.
- El-Nimri S.F. et al.* An improved C-band ocean surface emissivity model at hurricane-force wind speeds over a wide range of Earth incidence angles // *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.* 2010. V. 7. № 4. P. 641–645.
- Goodberlet M. A. et al.* Remote sensing of ocean surface winds with the special sensor microwave/imager // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № C10. P. 14547–14555.
- Hersbach H. et al.* An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C03006. doi:10.1029/2006JC003743.
- Hersbach H.* Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neutral winds with ECMWF // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2010. V. 27. № 4. P. 721–736. doi:10.1175/2009JTECHO698.1.
- Hoffman R.N., Leidner S.M.* An introduction to the near–real–time QuikSCAT data // *Weather Forecasting.* 2005. V. 20. № 8. P. 476–493.
- Kawanishi T. et al.* The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2003. V. 41. № 2. P. 184–194.
- Liu W.T., Xie X.* Measuring ocean surface wind from space // *Remote Sensing of the Marine Environment. Manual of Remote Sensing* / Ed. Gower J.F.R. 2006. V. 6. P. 149–168
- Liu W.T. et al.* Wind power distribution over the ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L13808. doi:10.1029/2008GL034172.
- Meissner T., Wentz F.J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2004. V. 42. № 9. P. 1836–1849.
- Meissner T., Wentz F.J.* Ocean retrievals for WindSat: Radiative transfer model, algorithm, validation // 9th Specialist Meeting Microwave Radiometry Remote Sens. Applications, Puerto Rico, USA. 2006. [http://www.remss.com/papers/meissner_and_wentz\(2006\).pdf](http://www.remss.com/papers/meissner_and_wentz(2006).pdf)
- Mims A. et al.* WindSat retrieval of ocean surface wind speed in tropical cyclones // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 1831–1834.
- Meissner T., Wentz F.J.* Wind vector retrievals under rain with passive satellite microwave // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2009. V. 47. № 9. P. 3065–3083.
- Mitnik L.M., Mitnik M.L.* Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II AMSR data: comparison of errors of global and regional algorithms // *Radio Science.* 2003. V. 38. № 4. 8065. doi:10.1029/2002RS002659.
- Mitnik L.M., Mitnik M.L.* AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 3224–3227.
- Oki T. et al.* AMSR instrument on GCOM-W1/2: Concepts and applications // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 1363–1366.
- Padmanabhan S. et al.* Effects of foam on ocean surface microwave emission inferred from radiometric observations of reproducible breaking waves // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2006. V. 44. № 3. P. 569–583.
- Quilfen Y. et al.* The potential of QuikSCAT and WindSat observations for the estimation of sea surface wind vector under severe weather conditions // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C09023. doi:10.1029/2007JC004163.
- Robinson I.S.* Understanding the oceans from space: the unique applications of satellite. Springer, 2010. 638 p.
- Rosenkranz P.W.* Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1992. V. 30. № 5. P. 1081–1085.
- Ruf C., Mims A., Hennon C.* The dependence of the microwave emissivity of the ocean on hurricane force wind speeds // Proc. 28th Conf. Hurricanes Trop. Meteorol., Orlando, FL, Apr. 28–May 2, 2008.
- Sampe T., Xie S.-P.* Mapping high sea winds from space: A global climatology // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2007. V. 88. № 12. P. 1965–1978.
- Sasaki Y. et al.* The dependence of sea surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 40 GHz // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1987. V. 25. № 1. P. 138–146.
- Shibata A.A.* AMSR/AMSR-E SST algorithm developments; removal of ocean wind effect // *Italian J. Rem. Sens.* 2004. V. 30/31. P. 131–142.
- Shibata A.A.* wind speed retrieval algorithm by combining 6 and 10 GHz data from Advanced Microwave Scanning Radiometer: Wind speed inside hurricanes // *J. Oceanogr.* 2006. V. 62. № 3. P. 351–359.
- Stoffelen A., Anderson D.* Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № C3. P. 5767–5780.
- Uhlhorn E.W. et al.* Hurricane surface wind measurements from an operational stepped frequency microwave radiometer // *Monthly Weather Rev.* 2007. V. 135. № 9. P. 3070–3085.

Wentz F.J., Meissner T. Algorithm theoretical basis document for AMSR-E ocean algorithms // RSS Tech. Rep. 051707. May 17, 2007. Supplement 1. P. 1–6.

Yan B., Weng F. Applications of AMSR-E measurements for tropical cyclone predictions. Part I: Retrieval of sea sur-

face temperature and wind speed // Advances Atm. Sci. 2008. V. 25. № 2. P. 227–245.

Zhang B. et al. Neural Network retrieval of sea surface wind speed from Advanced Microwave Scanning Radiometer-E data // Proc IGARSS 2008. Boston, MA, USA, V. I. P. 359–362.

Algorithm of Sea Surface Wind Speed Retrieval from Aqua AMSR-E Measurements

L. M. Mitnik, M. L. Mitnik

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

Original retrieval algorithm for sea surface wind speed W was suggested and investigated. It uses increment of the brightness temperature of the roughed ocean surface at frequency $\nu = 10.7$ GHz with horizontal (H) polarization relative to its value at $W = 0$ m/s, $T_{\text{Boc}}(11\text{H}, W = 0)$. Total contribution of the upwelling emission of the atmosphere $T_{\text{Batm}}^{\uparrow}$ and its downwelling emission $T_{\text{Batm}}^{\downarrow}$ reflected by the ocean surface and attenuated by the atmosphere to the brightness temperature of the ocean–atmosphere system $T_{\text{B}}(11\text{H})$ is determined by computations using values of total water vapor content V and total cloud absorption at $\nu = 10.7$ GHz $\tau_{\text{cl}}(11)$, that, in turn, are found from T_{B} at $\nu = 23.8$ and 36.5 GHz with vertical (V) polarization. Experimental data on dependence of the sea surface emissivity on wind speed at the broad range of W change are used. Algorithm error was found using closed scheme and massif of the brightness temperatures $T_{\text{B}}(11\text{H})$, $T_{\text{B}}(24\text{V})$ and $T_{\text{B}}(36\text{V})$, computed from ship radiosonde measurements in the open ocean taking into account AMSR-E noises. Algorithm can be used at total cloud liquid water content ≤ 1 kg/m² when intense precipitation is absent. Example of W , V , total atmospheric absorption and other parameters retrieval from the AMSR-E brightness temperatures are of extratropical cyclones over the Pacific Ocean is given. AMSR-E- and QuikSCAT-derived wind fields are in a good agreement at $W < 20$ m/s. At $W \geq 20$ m/s AMSR-E W values, as a rule, exceed scatterometer estimates.

Keywords: microwave sensing, Aqua, AMSR-E, retrieval algorithms, sea surface wind speed, ocean brightness temperature, sea surface emissivity, total atmospheric water vapor, cloud absorption, total atmospheric absorption

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ МАСШТАБИРУЕМОГО ПРОСТРАНСТВА
ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА СТРУКТУР РЕЛЬЕФА
ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ

© 2011 г. О. В. Рыбас, Г. З. Гильманова*

Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики

им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

* E-mail: gigulya@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.02.2011 г.

Рассматриваются базовые положения теории масштабируемого пространства в применении к исследованию рельефа поверхности Земли. Разработана методика выявления крупных структурных элементов и деталей геологического строения в цифровых моделях рельефа SRTM03 и SRTM30_Plus (радарная съемка), включающая выделение линейных, куполообразных структур, и текстурных особенностей. В основе методики – вычисление модуля первой производной по координате – модуля градиента рельефа, характеризующего состояние поверхности по крутизне и по направлению склона (азимуту), и второй производной по координате на поверхности – лапласиана поверхности Гаусса, идентифицирующего объекты куполообразной формы. Показана эффективность использования преобразованных цифровых моделей при геологических и тектонических исследованиях.

Ключевые слова: рельеф поверхности Земли, радарные данные, цифровые модели, лапласиана поверхности Гаусса

ВВЕДЕНИЕ

Применение теории масштабируемого пространства в геоморфологии, тектонике и геологии связано с выделением структур рельефа. При этом структуры, выделенные из исходных данных разного масштаба, могут не только существенно отличаться друг от друга, но быть использованы и как взаимно дополняющие конструкции, позволяющие строить максимально полную картину о характере исследуемого сигнала. Исследуемый n -мерный сигнал рассматривается в расширенном пространстве размерности $n + 1$, где параметр масштаба занимает дополнительное измерение. Такое “расширенное” пространство определяется как масштабируемое.

Теория масштабируемого пространства (Witkin, 1983; Koenderink, 1984; Koenderink, van Doorn, 1987) дает возможность: а) представить исходную информацию в том виде, когда при увеличении масштаба детализировка монотонно уменьшается, не создавая при этом новых особенностей; б) определить характер связи разномасштабных представлений.

В предлагаемой статье теория масштабируемого пространства применена для выделения структур рельефа по данным радарной съемки дистанционного зондирования. С целью выявления крупных структурных элементов и деталей их геологического строения в цифровых моделях рельефа SRTM03 и SRTM30_Plus (радарная съемка) разработана методика дешифрирования исходного материала, включающая выделение линейных и куполообразных структур посредством операций вычисления модуля первой производной по координате – модуля градиента рельефа, характеризующего состояние поверхности по крутизне и по направлению склона (азимуту), и второй производной по координате на поверхности – лапласиана поверхности Гаусса, идентифицирующего объекты куполообразной формы.

логического строения в цифровых моделях рельефа SRTM03 и SRTM30_Plus (радарная съемка) разработана методика дешифрирования исходного материала, включающая выделение линейных и куполообразных структур посредством операций вычисления модуля первой производной по координате – модуля градиента рельефа, характеризующего состояние поверхности по крутизне и по направлению склона (азимуту), и второй производной по координате на поверхности – лапласиана поверхности Гаусса, идентифицирующего объекты куполообразной формы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ МАСШТАБИРУЕМОГО ПРОСТРАНСТВА И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ИСХОДНОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ

Базовая идея теории масштабируемого пространства заключается в использовании свертки исследуемого сигнала с ядром Гаусса. Хотя все дальнейшие положения справедливы для пространств любой конечной размерности, в нашем случае задача сводится к выявлению структурных особенностей рельефа – плоскости, где каждой точке с координатами (x, y) поставлена в соответствие ее высота $f(x, y)$.

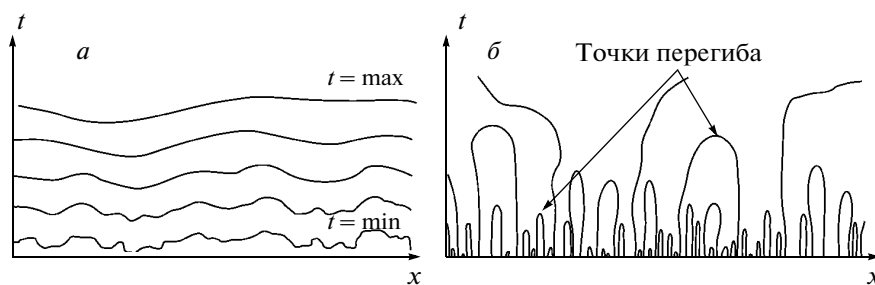


Рис. 1. а – Сглаживание формы графика при изменении параметра масштаба t ; б – зависимость расположений точек перегиба $L(x; t)$ от параметра масштаба t .

Для любого непрерывно дифференцируемого и интегрируемого отображения $f: \mathbf{R}^2 \rightarrow \mathbf{R}$ существует множество $L: \mathbf{R}^2 \times \mathbf{R}_+ \rightarrow \mathbf{R}$, которое будем называть *масштабным представлением* (изображением) f , определенным как (Witkin, 1983; Koenderink, 1984, 1987; Lindeberg, 1993; Romeny, 2003)

$$L(x, y; t) = (g \otimes f)(x, y; t) = \int_{(\xi, \eta) \in \mathbf{R}^2} f(x - \xi, y - \eta) g(\xi, \eta; t) d\xi d\eta, \quad (1)$$

где \otimes – оператор свертки, $g: \mathbf{R}^2 \times \mathbf{R}_+ \rightarrow \mathbf{R}$ – *ядро свертки Гаусса* на плоскости

$$g(x, y; t) = \frac{1}{2\pi t} e^{-\frac{x^2 + y^2}{2t}}, \quad t > 0, \quad (2)$$

и t – параметр масштаба. Результат свертки $L(x, y; t)$ – это масштабное представление поверхности $f(x, y)$ с коэффициентом масштаба t .

Напомним, что результатом операции свертки двух элементов – ядер Гаусса – будет третий элемент, который также является ядром Гаусса и принадлежит исходному множеству

$$g(\cdot; t_1 + t_2) = g(\cdot; t_1) \otimes g(\cdot; t_2), \quad t_1, t_2 > 0.$$

При $t = 0$ ядро свертки превращается в импульсную функцию и $f(\cdot) = g(\cdot; 0) \otimes f(\cdot)$.

Заметим, что каждый элемент масштабного представления $L(x, y; t_2)$ можно получить как сверткой ядра $g(x, y; t_2 - t_1)$ по отношению к предыдущему преобразованию $L(x, y; t_1)$, так и прямой сверткой $g(x, y; t_2)$ по отношению к функции $f(x, y)$. Это дает свободу выбора при построении фильтров различных масштабов и позволяет контролировать величину масштаба конечного результата в ходе последовательных (комплексных) преобразований. Масштабная компонента t не может принимать отрицательных значений, следовательно, не существует обратных элементов, которые превратили бы исследуемый объект в группу. Этот факт является формальным подтверждением того, что не существует преобразований,

которые в грубом исходном материале могли бы “найти” тонкие структуры.

Геометрический смысл свертки поверхности $f(x, y)$ с ядром Гаусса – это сглаживание поверхности с определенным параметром масштаба t . При этом величина t связана с результатом операции $L(x, y; t)$ таким образом, что из исходного изображения удаляются все детали, линейные размеры которых не превышают величину \sqrt{t} . Это позволяет, с одной стороны, избавиться от шумов исходного материала (или хотя бы существенно их ослабить), и, с другой, – произвести его генерализацию, т.е. оставить элементы рельефа такой линейной размерности, которая необходима на текущем этапе обработки.

Для иллюстрации указанных положений рассмотрим набор функций от одной переменной $L(x; t)$, где исходная функция $f(x) = L(x; 0)$. На рис. 1а показано сглаживание формы графика при изменении параметра масштаба t . Зависимость расположений точек перегиба $L(x; t)$ (горизонтальная ось x) от масштаба (вертикальная ось t) представлена на рис. 1б. Точка перегиба находящаяся на склоне графика, характеризуется условием $L_{xx} = 0$ и $L_{xxx} \neq 0$, где индексы означают вторую и третью производные соответственно. Тогда каждый трек такой точки можно рассматривать как некий объект (полудугу), показывающий ее пространственную миграцию в зависимости от степени сглаживания t . Так как обрабатываемая функция (сигнальная последовательность) непрерывно дифференцируема, то для каждой точки перегиба может быть найдена другая сопряженная с ней относительно соседнего внутреннего локального экстремума (минимум–максимум) точка, и знаки третьей производной будут разные. В процессе сглаживания при достижении масштаба t некоторого критического значения треки двух сопряженных точек перегиба (полудуг) соединятся и прекратят свое существование (аннигилируют). В этой точке $L_{xxx}(x; t) = 0$. Следует обратить внимание, что дуги, сформированные парой точек перегиба, могут быть закрыты (существует точка, где касательная параллельна оси x) сверху, но всегда открыты снизу, т.е. невозможна ситуа-

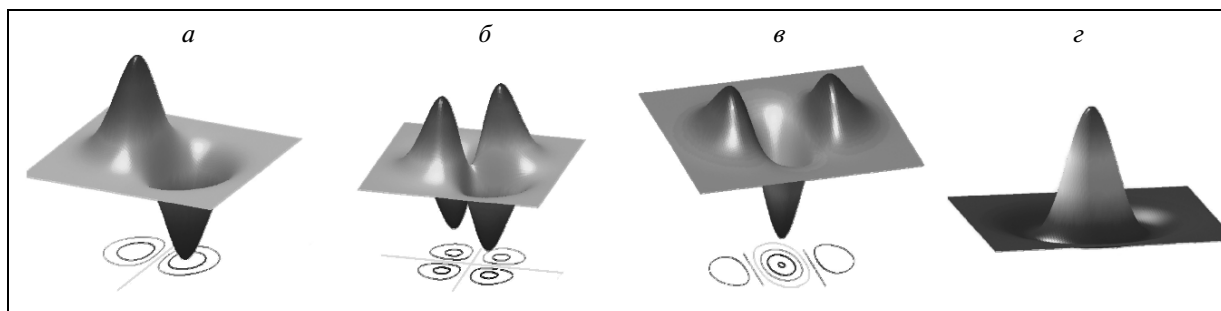


Рис. 2. Наиболее часто используемые Гауссовы производные: *a* – первая производная g_x ; *б* – смешанная вторая производная g_{xy} ; *в* – вторая производная g_{xx} ; *г* – оператор Лапласа.

ция, когда найдется точка, которая в состоянии породить новый экстремум при увеличении t .

Неспособность порождения новых (ложных) структур – это одно из важнейших свойств Гауссовых сглаживаний, и Гауссовы функции являются единственными, обладающими такими свойствами (Florack, 1992; Young, 2001).

Для любого фиксированного значения t существуют частные производные, которые также обладают свойством коммутативности

$$L_{x^a y^b}(x, y; t) = \partial_{x^a y^b} L(x, y; t) = (\partial_{x^a y^b} g(x, y; t)) \otimes f(x, y) = g(x, y; t) \otimes \partial_{x^a y^b} f(x, y),$$

где индексы a и b означают порядок дифференцирования по каждой из пространственных переменных. Производная любого порядка по каждой из переменных может быть получена тремя путями: а) дифференцированием сглаженной поверхности $L(x, y; t)$; б) сверткой поверхности $f(x, y)$ с дифференцированным ядром Гаусса; в) сглаживанием дифференцированной поверхности $f(x, y)$. Оператор $\partial_{x^a y^b} g(x, y; t)$ имеет собственное название “ядро производной Гаусса” (Gaussian derivative kernel), или “производная Гаусса”. Семейство таких операторов также является коммутативной и ассоциативной полугруппой, следовательно, производная мультимасштабного представления наследует свойства каскадного сглаживания (Lindberg, 1993, 1997, 1998), что позволяет не учитывать порядок дифференцирования в случае частных производных высоких порядков.

Мультимасштабное представление, основанное на сглаженных производных (Гауссовых производных), было предложено в работе (Koenderink, 1984, Koenderink et al., 1987). На рис. 2 показаны некоторые наиболее часто используемые Гауссовы производные. Частная производная по каждой из пространственных переменных для поверхности рельефа L_x и L_y – это характеристика изменения высот по соответствующим направлениям, вектор $(L_x, L_y)^T$ – это градиент функции $L(x, y; t)$, ко-

торый указывает направление наискорейшего роста функции в каждой точке (x, y) и модуль которого равен скорости ее изменения в этом направлении. Таким образом, градиент характеризует состояние поверхности как по крутизне, так и по направлению склона (азимуту). Модуль градиента и его азимут вычисляются по формулам

$$|\text{grad} L| = |\nabla L| = \sqrt{L_x^2 + L_y^2} \quad \text{и} \quad \varphi = \text{arctg} \frac{L_y}{L_x}$$

соответственно.

Для анализа структуры сигнала существует достаточно большой набор методов, основанных на частных производных второго порядка L_{xx} , L_{yy} и L_{xy} , но для анализа структуры рельефа применяются L_{xy} и оператор Лапласа ($\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$).

Необходимость использования мультимасштабного представления определяется тем, что для объектов реального мира не существует такого универсального масштаба, когда можно было бы выделить все элементы структуры в течение единственной серии преобразований. Чаще всего тонкие особенности лучше проявляются при малых значениях сглаживающего параметра масштаба t , при этом теряются грубые формы. При увеличении t происходит генерализация обрабатываемой поверхности $f(x, y)$ с потерей детальности, но появляется возможность проявить более крупные региональные структурные составляющие. Таким образом, при проведении серии обработок поверхности $f(x, y)$ (это может быть модуль градиента, Лапласиан на поверхности Гаусса, любое другое преобразование) с различной степенью генерализации может быть получена серия результатов, которая в свою очередь может быть использована для дальнейшей обработки в аналитических системах (линементы, текстуры и др.). Например, выделяя линементы из модуля градиента фиксированного параметра сглаживания t , мы всегда можем знать характеристики необходимых на данном этапе обработки объектов и отфильтровывать ненужные. Прделав эти операции для каждого из уровней генерализации, на последнем ша-

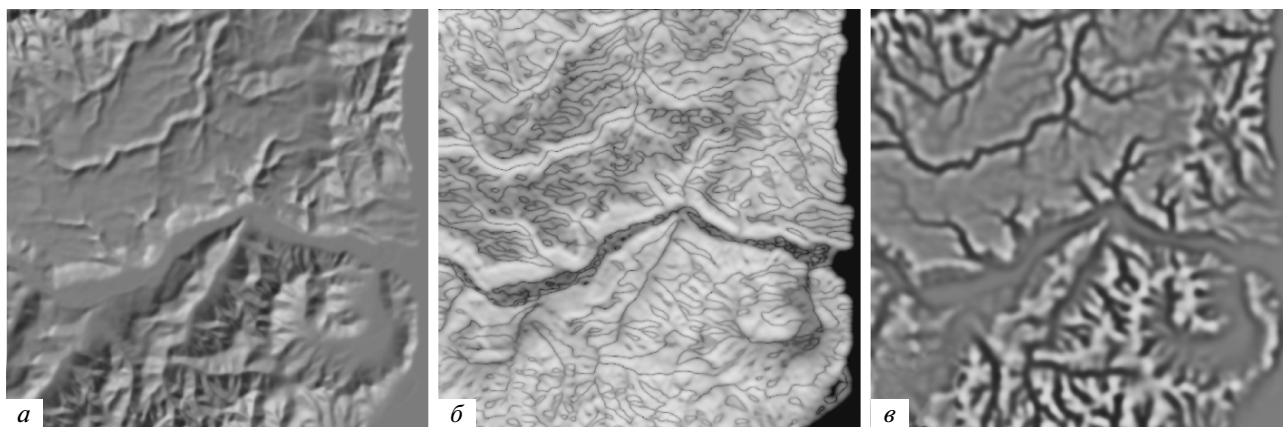


Рис. 3. Фрагмент цифровой модели (DEM) радарной съемки SRTM 03 (разрешение 90 м) в районе Иннокентьевской бухты на побережье Татарского пролива: *а* – подсвеченный рельеф; *б* – обработанный модулем градиента; *в* – обработанный оператором Лапласа.

ге можно объединить все выделенные линеаменты для получения общей картины.

ВЫДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ РЕЛЬЕФА

Рельеф является одним из основных показателей развития геодинамических процессов, протекающих в приповерхностном слое Земли, и отражает геологическое строение территории. В данном разделе представлена методика выделения нескольких типов геоморфологических объектов.

Исходным материалом для исследований и обработки служила цифровая модель рельефа: SRTM03. Распространяемые данные SRTM03 имеют следующие характеристики: размер ячейки 3×3 арксекунды (примерно 90 м), проекция Lat/Lon на эллипсоиде WGS84 (World Geodetic System 1984) с исходной отметкой над уровнем моря, определяемой геоидом WGS84-EGM96 (Earth Gravitational Model). Абсолютные погрешности горизонтального позиционирования и высоты для евразийского континента составляют 8.8 м и 6.2 м соответственно. Данные кодируются 16 битами, что позволяет представлять весь набор высот от 0 до 65535 м с дискретностью 1 м. Другие уточняющие данные по приполярной зоне, горным массивам, и др. были взяты из различных источников (Smith et al., 1997; Becker et al., 2009).

Рассмотрим растровую модель поверхности рельефа как трехмерный объект в системе координат растрового изображения (x, y) . Значения в каждой точке $f(x, y)$ являются численными значениями реальных высот поверхности над уровнем моря в метрах. Так как исходное изображение имеет полную информацию о привязке и системе координат, то на этапе обработки нет необходимости в отслеживании информации о географической привязке, она возвращается на финальном шаге для дальнейшей работы в ГИС-приложении. Таким образом, для упрощения записи и при-

вязки к общепринятым обозначениям будем принимать значение высоты f в метрах в ячейке растра (x, y) .

Задача сводится к выделению нескольких типов объектов. Отметим, что рельеф (как растр) обладает некоторыми особенностями, которые включают в себя отсутствие резких границ, т.е. не бывает резких перепадов высот между соседними зонами, отсутствие ярко выраженных линейных объектов, неявные и не всегда очевидные линейные и кольцевые структуры, которые, собственно, и предстоит выделять. Кроме линейных и кольцевых структур в качестве самостоятельного объекта можно рассматривать текстуры – зоны с ярко выраженными морфометрическими признаками (осадочные бассейны, горные массивы и т.д.), которые могут быть предметом как дальнейшей автоматизированной обработки, так и визуальной оценки.

Линейные объекты

Модуль градиента является наиболее эффективным инструментом для выделения линейных структур, так как в зонах разрывных нарушений почти всегда присутствуют пространственно вытянутые участки с близкими значениями градиентов. Кроме того, в любой точке экстремума значение модуля градиента близко к нулю, что позволяет отчетливо выделять долины и хребты в виде протяженных линейных объектов (рис. 3б). В результате обработки с участием частных производных первого порядка получается изображение, готовое для дальнейшей обработки средствами линеаментного и текстурного анализа. Азимут и модуль градиента также могут быть использованы в качестве текстурных параметров.

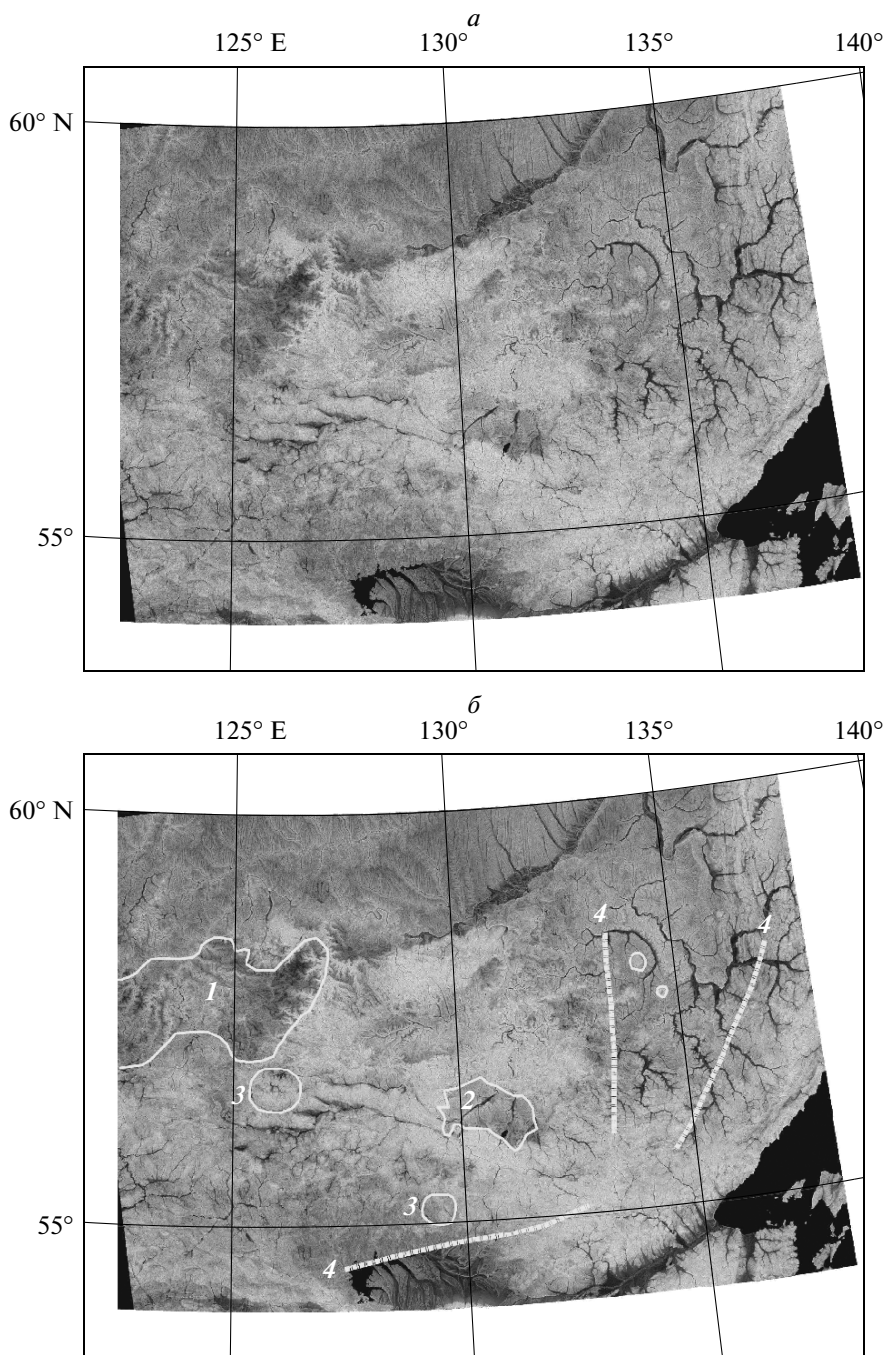


Рис. 4. Пример выделения геологических объектов по цифровой модели рельефа: *a* – обработанная модулем градиента цифровая модель; *б* – выделяемые объекты: 1 – Нимныро-Чугинский блок архейского фундамента; 2 – юрские угленосные отложения; 3 – кольцевые структуры; 4 – разломы.

Объекты куполообразной формы

Для выделения объектов куполообразной формы используется оператор Лапласа. Фильтр, построенный на базе поверхности Гаусса с применением к ней этого оператора, называют “Лапласианом поверхности Гаусса” (Laplacian-of-a-Gaussian – LOG). Результатом работы фильтра будет максимальная ответная реакция на объекты

куполообразной формы (отдельно стоящие пики, горные хребты), очертания которых максимально близко соответствуют форме ядра свертки LOG, и минимальная реакция – на объекты противоположной формы (депрессии, долины). Поэтому поверхность $\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$ является индикатором пиков/депрессий, линейные размеры которых зависят от масштабного параметра сглаживания t .

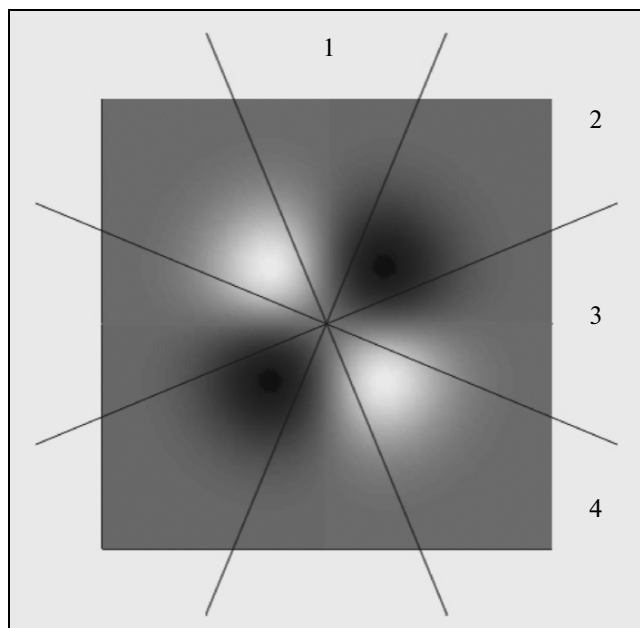


Рис. 5. Вторая смешанная производная Гаусса g_{xy} . Угол вращения $\varphi_1 = 80^\circ (260^\circ)$.

На практике это преобразование используется для выделения кольцевых структур и для текстурного анализа (рис. 3б). В свою очередь текстурные особенности рельефа могут служить индикатором состава пород и крупных литолого-петрографических комплексов.

Приведем пример использования цифровой модели рельефа, обработанной модулем градиента и Лапласианом на поверхности Гаусса для геологоструктурного районирования. Район (52–61° с.ш., 120–133° в.д.) охватывает южную часть Сибирской платформы (Алдано–Становой щит), юго-восточный фланг каледонского Селенга–Станового и западную часть индосинийского Монголо–Охотского орогенных поясов (рис. 4). Область характеризуется активными геодинамическими проявлениями, как в настоящее время, так и в геологическом прошлом, что отразилось в структуре рельефа. Анализировалось цветное изображение, которое было получено как сочетание результатов расчетов Модулем градиента рельефа при $t = 1, 16$ (каналы R, G) и Лапласианом на поверхности Гаусса при $t = 4$ (канал B). На рисунке показано, как по текстурным особенностям хорошо выделяются блоки, угленосные отложения, кольцевые структуры и разломы. По результатам полного дешифрирования была составлена структурно-тектоническая схема юго-востока Сибирской платформы (Рыбас и др., 2010), которая здесь не приводится, так как ее полное описание выходит за рамки данной статьи.

Разрывные нарушения

Выделим разрывные нарушения с помощью второй смешанной производной Гаусса g_{xy} . Общий вид этого ядра представлен на рис. 5, где светлые и темные зоны в оттенках серого цвета представляют положительные и отрицательные значения соответственно. Очевидно, что такое ядро в результате свертки будет давать максимальную ответную реакцию на объекты исходного изображения седловидной формы, более того, – на объекты строго ориентированные (в приведенном примере хребет -45° , долина $+45^\circ$ в географической системе координат). Разделим ядро на восемь сегментов (фактический интерес представляют только четыре сегмента, т.к. фигура центрально-симметрична) и рассмотрим, какой вклад в величину ответного сигнала дает каждый из сегментов. Сегменты “1” и “3” близки к нулевым значениям, соответственно их влияние минимально, максимальная ответная реакция исходит от сегментов “2” и “4” (на плоских участках они компенсируют друг друга, и конечный результат также будет близок к нулевым значениям). Отсюда следует вывод, что ядро свертки g_{xy} является индикатором ориентированных протяженных объектов – хребтов и долин.

Прежде, чем переходить к примеру использования такого фильтра, приведем полезное пояснение. При поиске ориентированных объектов необходимо построить ядро таким образом, чтобы можно было контролировать их направление. Фактически нужно просто “провернуть” ядро вокруг центральной точки симметрии аффинными преобразованиями на необходимый угол. Для этого введем новую систему координат (x', y')

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \varphi & -\sin \varphi \\ \sin \varphi & \cos \varphi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix}.$$

Относительно нее построим вторую производную по смешанным переменным $\partial_{x'y'}g(x', y'; t)$ и сделаем обратное преобразование в начальную систему координат. Учитывая центральную симметрию, угол φ может принимать значения от 0° до 180° . В начале обработки нового рельефа чаще всего неизвестны главные направления разрывных нарушений, поэтому бывает полезно построить серию вторых производных масштабных представлений L_{xy} с разными углами вращения для выявления наиболее ярко выраженных и в дальнейшем уже с ними вести более подробную работу.

На рис. 6 показан участок сейсмоактивной зоны северного Сахалина (район Нефтегорска), где развита правосторонняя сдвиговая тектоника. Приведено шесть вариантов расчетов L_{xy} , где использовался масштабный параметр $t = 1, 4, 64$ и углы вращения второй производной $\varphi_1 = 80^\circ (260^\circ)$ и $\varphi_2 = 130^\circ (310^\circ)$, каждый вариант сопровождается формой производной ядра Гаусса.

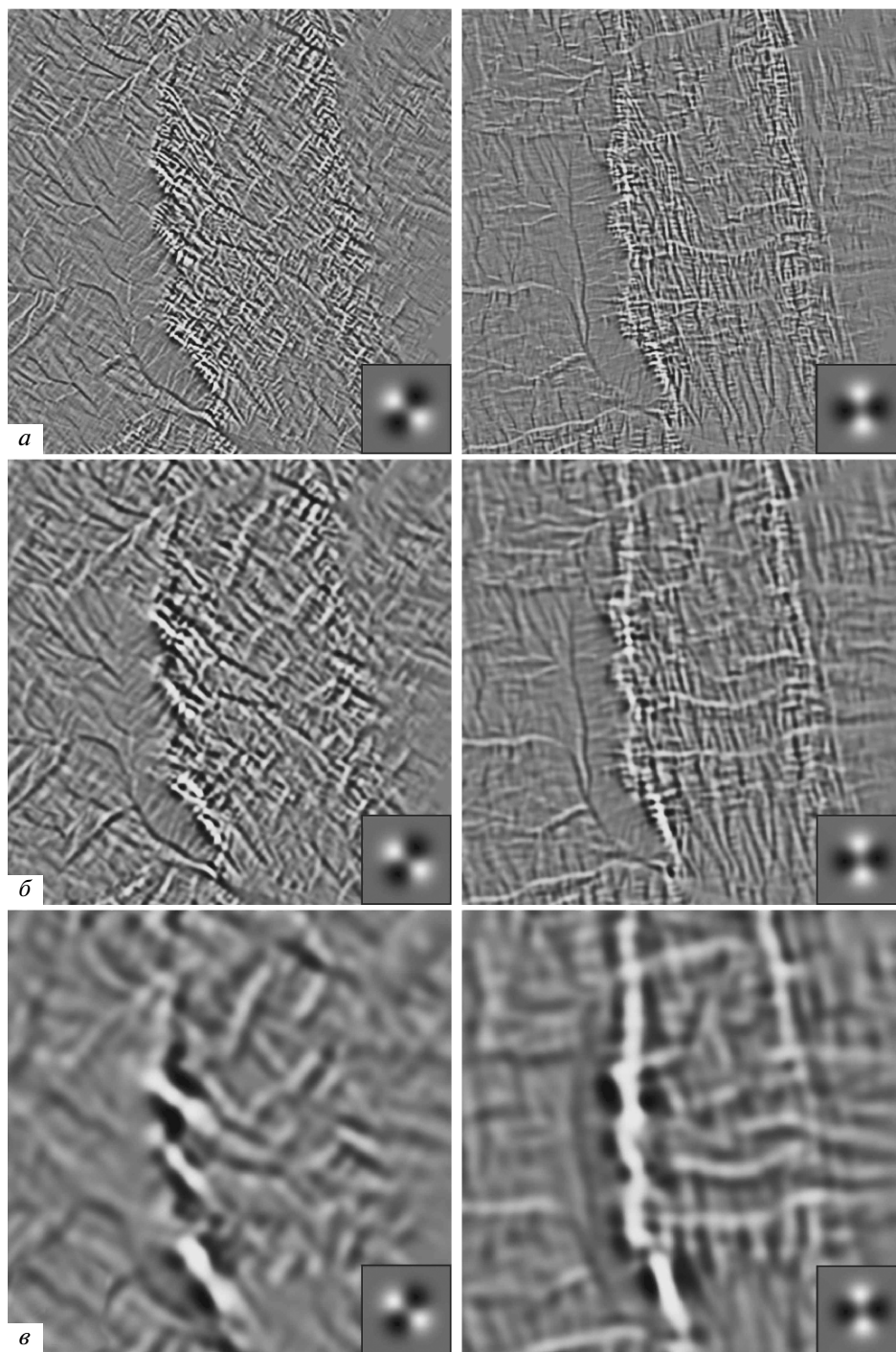


Рис. 6. Участок сейсмоактивной зоны северного Сахалина (район Нефтегорска), где развита правосторонняя сдвиговая тектоника. Шесть вариантов L_{xy} при $t = 1, 4, 64$ (*а, б, в* соответственно) и $\varphi_1 = 80^\circ(260^\circ)$ (левые) и $\varphi_2 = 130^\circ(310^\circ)$ (правые). Каждая сцена сопровождается формой производной ядра Гаусса.

При данных углах вращения второй производной выделялись диагональные (северо-восток, юго-запад) и ортогональные (широтные и меридиональные) системы линейных структур. Очевидно, что по мере увеличения масштабного параметра происходят генерализация сетей линейных

структур, выделение их региональных составляющих. Такие исследования важны для построения тектонических карт, выделения локальных и глобальных сетей разрывных нарушений, поиска и анализа активных разломов, изучения полей напряжений, обусловивших их появление.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показана эффективность применения теории масштабируемого пространства для выделения по данным радарного зондирования структур рельефа, зон различных типов, разрывных нарушений, тектонических блоков; возможность более точного определения размеров различных геоморфологических, тектонических и геологических объектов. Разгрузка от отвлекающих и маскирующих деталей преобразованных радарных снимков способствует выявлению наиболее существенных крупных черт геологического строения региона, генерализованных проекций региональных и глобальных структур.

На основе разработанной методики дешифрирования исходного материала, включающей операции вычисления модуля градиента рельефа и лапласиана поверхности Гаусса, выделены линейные и куполообразные структуры, разрывные нарушения в различных регионах.

Широкие возможности преобразованных цифровых моделей рельефа при тектоническом районировании территорий, геологическом картировании, структурных построениях, линеаментном анализе могут найти свое применение на всех этапах региональных геологических исследований. Особо важно применять подобного рода исследования в трудно доступных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Рыбас О.В., Гильманова Г.З., Горошко М.В. Применение преобразованных мелкомасштабных цифровых моделей рельефа для выделения крупных блоков земной коры // Тез. докл. XIII Рос. конф. Распределенные информационные и вычислительные ресурсы (DICR'2010). Новосибирск, 30 ноября–3 декабря 2010. С. 28. <http://conf.nsc.ru/dicr2010/ru/reportview/31576>

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Braud J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Sharman G., Trimmer R., von Rosenburg J., Wallace G., Weatherall P. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. V. 32. № 4. P. 355–371.

Florack L.M.J., Romeny B.T.H., Koenderink J.J., Viergever M.A. Scale and the Differential Structure of Images // Image and Vision Computing. 1992. V. 10. № 6. P. 376–388.

Koenderink J.J. The structure of images // Biol. Cyb. 1984. V. 50. P. 363–370.

Koenderink J.J., van Doorn A.J. Representation of Local Geometry in the Visual System // Biol. Cyb. 1987. V. 55. P. 367–375.

Lindeberg T. Discrete derivative approximations with scale-space properties: A basis for low-level feature extraction // J. Math. Imag. Vis. 1993. V. 3. № 4. P. 349–376. <http://www.nada.kth.se/~tony/abstracts/Lin93-JMIV.html>

Lindeberg T. On the axiomatic foundations of linear scale-space: Combining semi-group structure with causality vs. scale invariance. Chapter 6 / Eds. Sparring J., Nielsen M., Florack L., Johansen P. // Gaussian Scale-Space Theory: Proc. PhD School on Scale-Space Theory. Copenhagen, Denmark, May 1996. Kluwer Academic Publishers, 1997.

Lindeberg T. Edge detection and ridge detection with automatic scale selection // Int. J. Comp. Vis. 1998. V. 30. № 2. P. 117–154. <http://www.nada.kth.se/cvab/abstracts/cvab191.html>

Romeny B.T.H. Front-End Vision and Multi-Scale Image Analysis. Kluwer: Springer, 2003. 484 p.

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. V. 277. P. 1957–1962.

Witkin A.P. Scale-space filtering // Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell. 1983. P. 1019–1022.

Young R.A., Lesperance R.M., Meyer W.W. The Gaussian Derivative model for spatial-temporal vision: I. Cortical model // Spatial Vision. 2001. V. 14. № 3, 4. P. 261–319.

Application of Scale-Space Theory for the Selection and Analysis of Relief Structures

O. V. Rybas, G. Z. Gilmanova

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk

The article covers the basic tenets of Scale-Space Theory for the application to the study of surface topography of the Earth. A method developed for identifying major structural elements and details of the geological structure of the digital elevation models SRTM03 and SRTM30_Plus (radar imagery), including the selection of linear, dome-shaped structures, and textural features. The basis of the method is calculating the modulus of the first derivative of the coordinate – modulus of the gradient relief, characterizing the surface condition on the steepness of the slope and direction (azimuth) and the second derivative of the coordinate on the surface – the surface Laplacian of Gauss, identifying dome shape objects. The efficiency has been proven of the converted digital models in geological and tectonic studies.

Keywords: surface topography of the Earth, radar imagery, digital elevation models, Laplacian-of-a-Gaussian

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

О ПЕРСПЕКТИВАХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ АНАЛИЗА РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

© 2011 г. Д. Ю. Абрамова^{1*}, Л. М. Абрамова², С. В. Филиппов¹, А. Х. Фрунзе¹

¹Учреждение Российской академии наук Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН, Троицк

²Центр геоэлектромагнитных исследований Объединенного института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН, Троицк

*E-mail: abramova@izmiran.ru

Поступила в редакцию 15.02.2011 г.

Новые возможности исследования латеральных изменений магнитных свойств литосферы и мощности намагниченных слоев на больших глубинах возникли с появлением карт региональных аномалий постоянного магнитного поля, полученных по данным спутников. Параметры орбиты спутника CHAMP (Германия) позволяют непрерывно измерять геомагнитное поле в узлах равномерной сетки, практически полностью покрывающей поверхность Земного шара. Это дает уникальную возможность достаточно надежно выделить из измеренных значений геомагнитного поля вклад постоянного аномального магнитного поля литосферной природы, который определяется положением магнитных масс в земной коре. Обработаны данные компонентных измерений магнитного поля на спутнике CHAMP. Сделан анализ распределения величины вертикальной компоненты аномального магнитного поля Z_a , рассчитанного по результатам спутниковых измерений над некоторыми регионами Евразии, показана его согласованность с геологическими представлениями о строении земной коры эти территорий.

Ключевые слова: спутниковые геомагнитные наблюдения, литосферное магнитное поле, региональные магнитные аномалии, намагниченность земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних десятилетий показали, что тектоносфера Земли состоит из разноранговых разноплановых неоднородностей, положение которых в разрезе и по латерали не всегда однозначно коррелирует с видимыми на дневной поверхности геологическими структурами. В связи с этим возникает потребность глубинного картирования неоднородностей коры и верхней мантии, связанная с проблемой формирования глубинных критериев минерагенического прогноза (нефть, газ, твердые полезные ископаемые) и создания нового поколения карт прогноза скрытых месторождений (Щукин, 2005).

В связи с этим возрос интерес к изучению крупномасштабных аномалий протяженностью в сотни километров, которые проявляются при региональных обобщениях данных аэромагнитных съемок. Пространственные изменения параметров этих длинноволновых аномалий отражают характеристики магнитных свойств и мощности намагниченных слоев на больших глубинах. К сожалению, получить региональную карту, отображающую магнитные поля глубинных источников, используя экспериментальный материал только

наземных и аэромагнитных съемок, практически невозможно. Это связано с тем, что из-за небольшой высоты полета при аэромагнитных съемках поверхностные источники магнитных полей подавляют сигналы глубинных областей земной коры.

Возможность по-новому взглянуть на крупномасштабные магнитные аномалии возникла благодаря запуску спутников, оснащенных специальной аппаратурой, позволяющей получить данные о параметрах геомагнитного поля Земли: Pogo (1965–1971 гг.) (Regan et al., 1975), Magsat (1979–1980 гг.) (Langel et al., 1982; Cain et al., 1989; Пашкевич и др., 1990; Arkani-Hamed et al., 1994; Ravat et al., 1995; Sabaka et al., 2000) и Oersted (1999–2002 гг.), (Olsen et al., 2000).

Анализ пространственного распределения магнитного поля показывает (Nemant, Maus, 2005; Nemant, Maus, Naak, 2005), что на спутниковых высотах высокочастотные аномалии сглаживаются, а низкочастотные региональные аномалии с размерами пространственных периодов 400–500 км и интенсивностью порядка первых десятков нТл остаются. Спутниковые наблюдения малочувствительны к мелкомасштабным структу-

рам, что позволяет выделять региональные литосферные аномалии, не осложненные локальной компонентой. В последние годы спутниковые данные широко используются при геофизической интерпретации, обеспечивая длинноволновую часть литосферного поля как основу для наземных, морских и аэромагнитных съемок.

Исследования, проведенные на базе измерений магнитного поля на спутниках, показали, что крупномасштабные тектонические единицы — щиты, кратоны и зоны субдукции — характеризуются положительными аномалиями (вызванными повышенной магнитной восприимчивостью), а бассейны и абиссальные равнины — отрицательными аномалиями, причины возникновения которых объяснялись утонением коры и поднятием изотермы Кюри (Nemant, Maus, 2005).

Начиная с 2000 г., возможность анализа параметров геомагнитного поля серьезно расширилась в связи с запуском германского спутника CHAMP, поставляющего высокоточные данные практически в масштабе реального времени. По сравнению с предыдущими спутниками, CHAMP имеет следующие преимущества: на порядок улучшена точность измерений, возросла длительность съемки, выбрана более удачная конфигурация орбиты. Например, околополярная орбита CHAMP в отличие от солнечно-синхронной орбиты Magsat позволяет проводить измерения в каждой точке пространства в разное местное (локальное) время, а более низкая высота полета, чем у Oersted, обеспечивает несколько лучшее разрешение.

Авторы настоящей работы получили положительный опыт исследований аномального магнитного поля с использованием спутниковых геомагнитных данных CHAMP, полученных над территорией Восточной Европы (Абрамова и др., 2009).

Задача настоящей работы — показать возможные перспективы использования спутниковых измерений для анализа морфологии и геолого-геофизических свойств региональных литосферных магнитных аномалий.

ВЫБОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Для построения карт аномального магнитного поля использованы данные спутника CHAMP, который на протяжении уже 10 лет обеспечивает международное научное сообщество надежными измерениями скалярных и векторных параметров геомагнитного поля с высоким разрешением и плотностью покрытия поверхности Земли.

Малый научный спутник CHAMP (Challenging Minisatellite Payload for Geophysical Research and Application) был запущен 15 июля 2000 г. со стартового комплекса Государственного испытательного космодрома РФ (г. Плесецк) и предназначен для

одновременных высокоточных измерений гравитационного и магнитного поля Земли, а также параметров ее атмосферы.

Спутник имеет круговую орбиту с углом наклона 87.3° и начальной высотой полета около 460 км (Reigber et al., 2002). Благодаря околополярной орбите, спутник равномерно покрывает высокоточными измерениями магнитного поля практически всю поверхность Земного шара. Данные имеют секундное разрешение по времени, в пространстве это составляет около 7 км. За сутки спутник совершает порядка 14 витков, равномерно охватывая весь интервал локального времени. За пять первых лет работы высота полета спутника снизилась до 360 км, однако в результате двукратных дополнительных маневров высота орбиты была восстановлена, и его миссия успешно продолжается до сих пор.

Для магнитной съемки на спутнике установлены два стандартных феррозондовых магнитометра FGM (Fluxgate magnetometer), изготовленных в Датском техническом университете Люнгбю (DTU). Они измеряют три ортогональные векторные компоненты (X, Y, Z) магнитного поля в пределах ± 65000 нТ при чувствительности 0.1–0.2 нТ и частоте опроса 50, 10 или 1 Гц. Магнитометры вынесены на штангу, чтобы уменьшить помехи от систем спутника, причем при одновременной работе двух FGM, разнесенных на 60 см, можно вычислить величину этих помех. Скалярный магнитометр Оверхаузера (OVM (Overhauser magnetometer), изготовленный в Лаборатории электроники, технологии и приборостроения LETI (Гренобль, Франция), определяет абсолютную величину напряженности магнитного поля (T) в диапазоне 18000–65000 нТ с разрешением 0.1 нТ при абсолютной погрешности 0.5 нТ, что позволяет проверить данные FGM. Поставленный DTU немагнитный звездный датчик ASC, оси головок которого расположены под углом 102° , используется для определения текущей ориентации магнитометров FGM с погрешностью 0.003° , а GPS-приемник — для нахождения текущих координат спутника.

С помощью специально разработанной программы выделения геомагнитных полей из общего объема записей, поставляемых спутником CHAMP для любого региона земного шара и для любого индекса геомагнитной активности, создана база экспериментальных данных. Геомагнитные данные отобраны для витков, совершаемых спутником только в ночное время (LT от 22.00 ч до 6.00 ч) и только в спокойные в магнитном отношении ($k_p \leq 2$ и $Dst \leq 20$) дни.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Измеренное на спутниковых высотах поле является сложной функцией пространства и времени и представляет собой сумму вкладов нескольких источников – внешних и внутренних – по отношению к поверхности Земли. Основная проблема при анализе состоит в корректном разделении суммарного магнитного поля на составляющие, связанные с различными физическими источниками.

Первичное спутниковое геомагнитное поле является суперпозицией следующих составляющих:

- главного геомагнитного поля, генерируемого источниками магнитогидродинамической природы, расположенными в жидкой части земного ядра;
- аномального поля, связанного с намагниченностью горных пород, слагающих земную литосферу;
- внешних полей, произведенных магнитосферно-ионосферными токовыми системами;
- индукционных полей, обусловленных токами в проводящих слоях земной коры и верхней мантии Земли.

Литосферное аномальное магнитное поле остается после последовательного исключения из измеренных значений всех остальных составляющих, что, таким образом, ставит надежность его выделения в зависимость от методик, выбранных для описания удаляемых частей. Этот, так называемый, физический подход к выделению “литосферных” данных стал практически классическим. В ходе настоящих исследований он был существенно усовершенствован авторами при удалении из измеренных на спутнике CHAMP значений геомагнитного поля той части, которая представляет главное магнитное поле Земли, обычно аппроксимируемое международной аналитической моделью (IGRF). В основе IGRF лежит сферический гармонический анализ средне-годовых значений геомагнитного поля, базирующийся на данных мировой сети магнитных обсерваторий.

Однако в нашем случае параметры орбиты спутника CHAMP дают возможность ежедневно получать измерения геомагнитного поля в узлах практически равномерной сетки над всей поверхностью Земли (Головков, Зверева, Чернова, 2007). Это позволяет с помощью разложения по сферическим гармоникам экспериментальных значений компонент поля, полученных в течение суток с секундным разрешением по времени, построить среднесуточную сферическую гармоническую модель (ССГМ или DIGRF) главного магнитного поля для каждого отдельного дня, коэффициенты которой и будут использованы для

решения задачи удаления главного поля из измеренных значений

$$U(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \times \\ \times (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta), \\ X = -\frac{1}{r} \frac{dU}{d\theta}; \quad Y = \frac{-1}{r \sin \theta} \frac{dU}{d\lambda}; \quad Z = -\frac{dU}{dr},$$

где U – геомагнитный потенциал в точке с географическими координатами (r, θ, λ) ; X, Y, Z – северная, восточная и вертикальная компоненты измеренного поля; a – средний радиус Земли; $P_n^m(\cos \theta)$ – присоединенные функции Лежандра степени n и порядка m ; g_n^m и h_n^m – коэффициенты модели поля.

В настоящей работе при вычислении разностных полей из измеренных значений на каждом витке исключались значения главного магнитного поля, рассчитанные по моделям для каждого конкретного дня до степени и порядка 14, а не усредненные за длительный (годовой) интервал времени, как это делается обычно.

Магнитосферные токовые системы аппроксимировались первой зональной гармоникой в сферическом гармоническом разложении, а ионосферные – линейными или параболическими трендами.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории были выделены и обработаны спутниковые витки, равномерно покрывающие сектор от 25° до 130° в.д. и 20 – 60° с.ш. Количество использованных измерений при построении карт отдельных регионов составляет, как правило, от 5 до 6 тыс.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

С использованием описанной выше методики по данным спутника CHAMP были построены карты пространственного распределения модуля (T_a) и вертикальной компоненты (Z_a) аномального магнитного поля на высоте полета спутника для территории Восточной Европы, Западно-Сибирской платформы и Юго-Восточной Азии. Чтобы повысить надежность построений и исследовать воспроизводимость полученных результатов, аномальное поле было рассчитано по нескольким независимым наборам спутниковых данных. Сравнение построенных вариантов показало, что пространственная структура поля воспроизводится достаточно надежно.

Примеры пространственного распределения вертикальной компоненты аномального магнитного поля Z_a для рассматриваемых территорий на

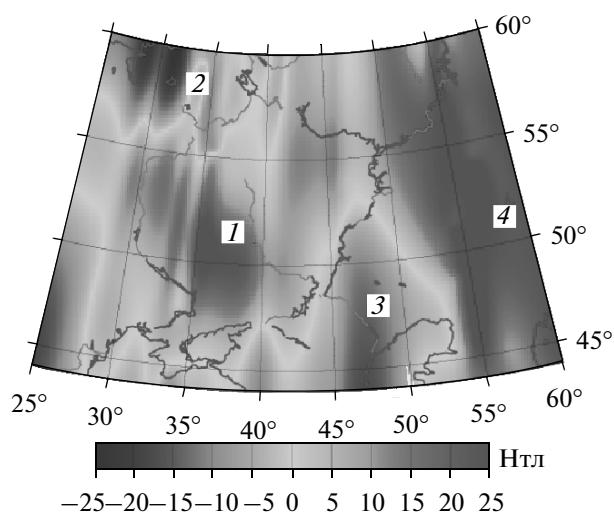


Рис. 1. Магнитные аномалии вертикальной составляющей аномального магнитного поля Z_a по данным спутника CHAMP. Цифрами обозначены аномалии, соответствующие отдельным тектоническим зонам: (1) – Воронежская антеклиза; (2) – Московская синеклиза и Балтийская моноклираль; (3) – Прикаспийская впадина; (4) – Уральская зона.

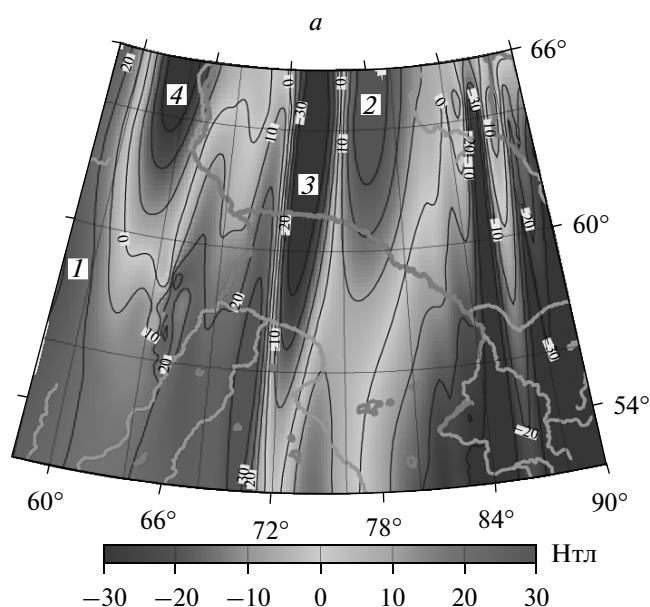


Рис. 2. а – Распределение вертикальной компоненты литосферного аномального магнитного поля Z_a на высоте спутника CHAMP для региона Западно-Сибирской плиты (цифрами обозначены аномалии, соответствующие отдельным тектоническим зонам: (1) – Уральская складчатая зона; (2) – Колпашевский мегаблок; (3) – Обь-Тазовская мегазона; (4) – Салымовская мегазона и Надымский мегаблок); б – схема тектонического районирования земной коры Западно-Сибирской плиты по глубинным критериям.

высоте спутника (порядка 400 км) представлены на рис. 1–3.

Природа литосферных аномалий

Источники аномального магнитного поля континентальной литосферы сконцентрированы в некотором ее объеме, называемом магнитоактивным слоем. Верхняя граница этого слоя может как совпадать с земной поверхностью, так и находиться на глубинах более 10 км в закрытых и складчатых районах. Нижним ограничением магнитоактивного слоя, вероятно, является либо глубина до изотермической поверхности Кюри магнетита, либо раздел Мохоровичича (Arkani-Hamed, Strangway, 1986; Пашкевич и др., 1990; Tanaka et al., 1999). Вопрос о том, находится ли он полностью в земной коре или проникает и в верхнюю мантию, до сих пор остается открытым.

Попытки физико-геологической интерпретации спутниковых данных об аномалиях постоянного магнитного поля (АМП) приводят к выводу об их связи с несколькими равновероятными источниками. По мнению большинства интерпретаторов (Arkani-Hamed, Strangway, 1986; Пашкевич и др., 1994), они могут быть вызваны как изменением средней эффективной намагниченности крупных участков литосферы, так и изменением мощности ее магнитоактивного слоя. Причинами образования магнитных аномалий также могут быть латеральные изменения температуры однородного слоя литосферы и соответственно изменение глубины до изотермической поверхности Кюри магнетита. Другим, не менее важным источником спутниковых магнитных аномалий, являются латеральные вариации состава магнитных минералов.

По всей видимости, в реальности большинство выявленных аномалий является результатом наложения друг на друга влияния обоих названных выше факторов, однозначно разделить которые пока не представляется возможным.

Однако наблюдаются и некоторые общие закономерности. В пределах древних платформ отмечается низкий средний фон теплового потока. Последнее в сочетании с большой мощностью коры и глубоким положением изотермической поверхности Кюри магнетита приводит к тому, что мощность магнитоактивного слоя в них значительно больше, чем в молодых регионах. В молодых тектонических провинциях, даже при благоприятном температурном режиме, земная кора в целом обладает слабой намагниченностью, что принято связывать с ее более кислым составом.

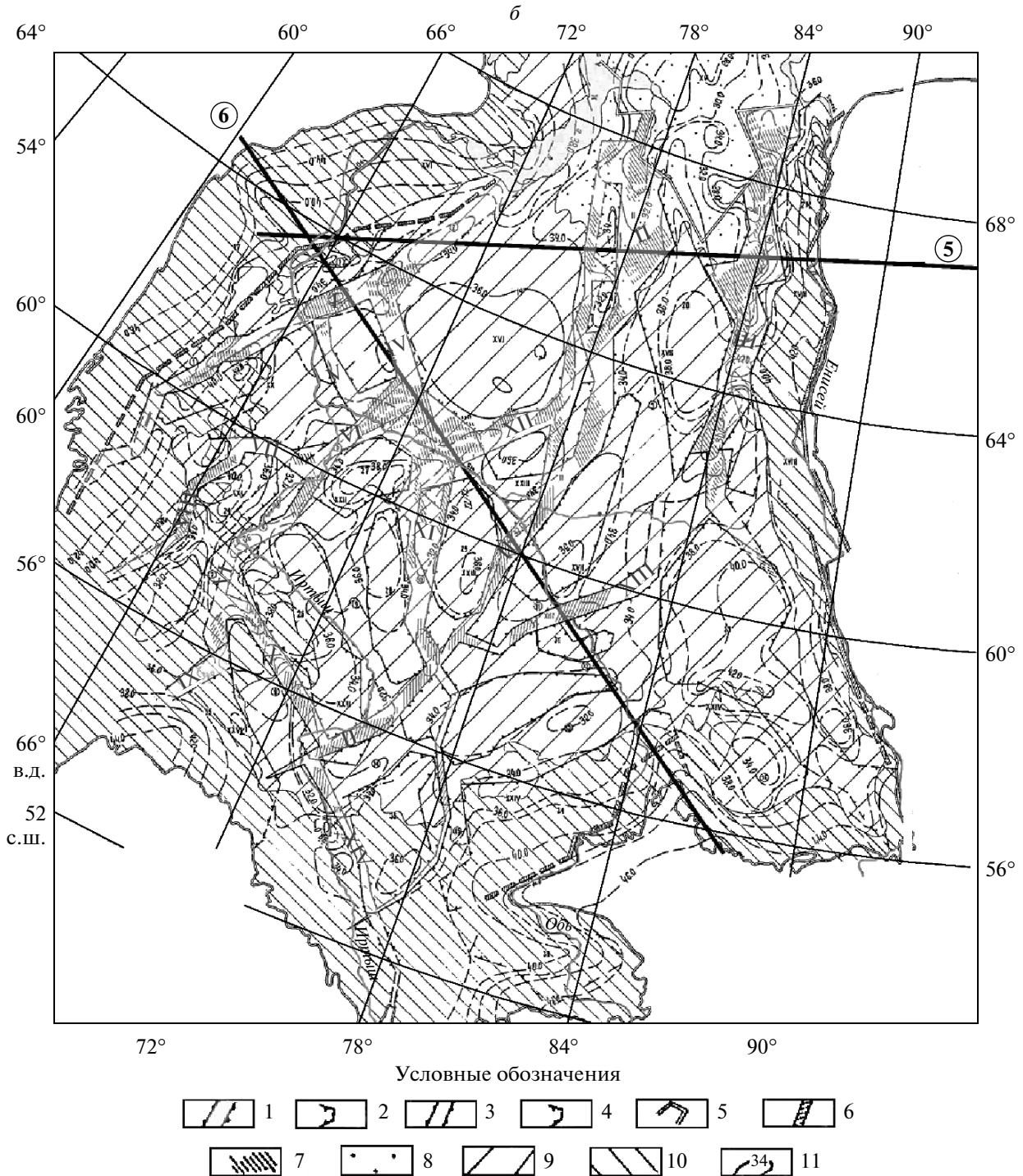


Рис. 2. Окончание.

Источники литосферного аномального магнитного поля в свете геолого-тектонических представлений

Хорошо известно, что имеются существенные различия между дорифейскими образованиями, которые являются главным источником магнит-

ных аномалий, и более молодыми, как правило, менее магнитными, такими, как фанерозойская кора. Дорифейские платформы включают в себя как поверхностные щиты (кратоны), так и захороненные под более поздними отложениями области, называемые дорифейскими основаниями.

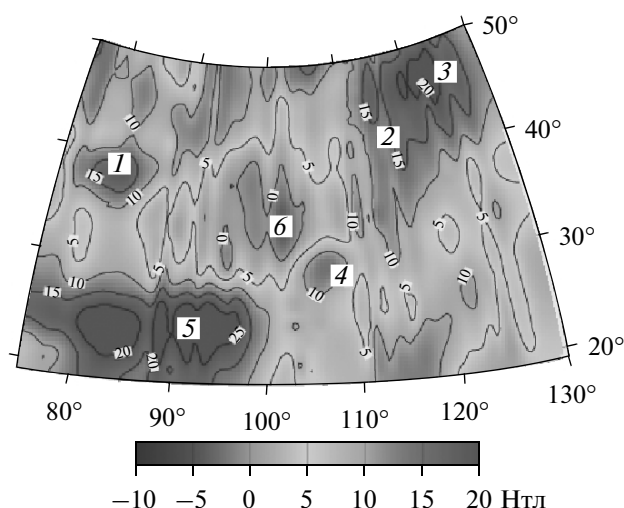


Рис. 3. Распределение вертикальной компоненты литосферного аномального магнитного поля Z_a на высоте спутника СНАМР для региона Юго-Восточной Азии. Цифрами обозначены аномалии, соответствующие тектоническим зонам: (1) – Таримский бассейн; (2) – Северо-Китайский кратон; (3) – впадина Сунляо; (4) – Сычуань–Юннаньский массив; (5) – Индостанский кратон; (6) – Тибетское плато.

Разным платформам отвечает разная природа аномальных магнитных полей. Часто архейский фундамент полностью перекрывается малыми и большими фанерозойскими структурами с разделяющими их кайнозойскими, мезозойскими и палеозойскими складчатыми поясами (Goodwin, 1991, 1996).

Как предыдущие исследования (Nemant, Maus, 2005), так и полученные нами по геомагнитным спутниковым данным карты аномального поля, в общем согласующиеся с картами геологических провинций, свидетельствуют о том, что источники магнитных аномалий действительно являются по происхождению геологическими и лежат в коре Земли. Однако несоответствие между предсказанными и наблюдаемыми аномалиями в некоторых регионах земного шара вызывает вопросы, для решения которых необходимы дальнейшие исследования, особенно в контексте изучения подповерхностных дорифейских областей, состава более глубоких частей коры и мощности коры в регионах.

Считается, что дорифейские породы, представленные на поверхности Земли, составляют только 29% от всей дорифейской коры (Goodwin, 1991). Таким образом, существенная часть дорифейской коры на континентах лежит под более молодым фанерозойским покровом. Аномальное магнитное поле, полученное по спутниковым данным, можно рассматривать лишь как некото-

рую региональную характеристику крупных тектонических единиц. Магнитные сегменты указывают на закономерности распределения различных типов магнитных неоднородностей в структуре земной коры, зачастую они свидетельствуют о “просвечивании” древних структур. Зоны сочленения разных магнитных сегментов, по видимому, являются глубинными и долгоживущими разломами, на которых развивались авлакогены и депрессии.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА СНАМР

Европейская часть России

Магнитные аномалии, фиксируемые на территории Восточной Европы, подробно рассмотрены в работе (Абрамова и др., 2009) и использованы здесь в качестве иллюстрации. Вертикальная компонента Z_a литосферного магнитного поля на высоте спутника порядка 400 км показана на рис. 1.

Рассмотрим данный рисунок более подробно.

В центре представленного фрагмента карты АМП четко выделяется обширная положительная аномалия (1) с максимальной интенсивностью более 25 нТл. Сопоставление этой аномалии с геолого-тектоническими схемами региона показывает, что однозначная связь спутниковой аномалии с основными морфоструктурами земной коры разного возраста консолидации практически отсутствует. Однако в контексте сказанного выше мы с уверенностью можем связать эту положительную аномалию с суммарным эффектом от блоков земной коры, слагающих Украинский щит, Мазурско-Белорусскую и Воронежскую антеклизы, т.е. с “просвечиванием” архейского Сарматского щита.

К востоку от этой зоны на карте вертикальной компоненты АМП наблюдается высокомагнитный сегмент (4), который охватывает Волго-Уральскую антеклизу, восточную часть Прикаспия, юг Предуральяского краевого прогиба, собственно Урал и часть Зауральской зоны. Присутствие протерозойских областей на территории Уральской зоны незначительно, однако положительные спутниковые магнитные аномалии занимают достаточно большую площадь, что, по видимому, является указанием на существование обширных намагниченных слоев глубоких частей коры. Подробный анализ возможных причин этого факта также ранее рассмотрен в работе (Абрамова и др., 2009).

На севере региона наблюдается отрицательная аномалия (2), охватывающая местоположение Балтийской моноклинали и Московской синеклизы. Мощность магнитоактивного слоя в сегменте снизу сокращена в связи с наличием в его центральной части интенсивной положительной

аномалии теплового потока, что дает основание сделать предположение о пониженном значении средней намагниченности магнитоактивной части коры.

В центральной части Прикаспийской впадины, по данным спутника СНАМР, наблюдается отрицательная аномалия магнитного поля (3). Здесь, судя по сейсмическим данным, осадки лежат прямо на “базальтовом” слое, который имеет мощность 6–9 км, и раздел Мохо находится на глубине 26–30 км, тогда как на окраинах Прикаспийской впадины, где есть “гранитный” слой и мощность “базальтового” достигает 15 км, толщина коры увеличивается до 40 км.

Построенная карта была сопоставлена с результатами других авторов (Пашкевич и др., 1990; Taylor, Ravat, 1995). Сравнение показало, что основные особенности аномального поля выделяются достаточно надежно, имеющиеся отличия приурочены к областям, где значения выделяемого аномального поля близки к уровню шума.

Западная Сибирь

В качестве источников геолого-тектонической и геофизической информации при анализе спутникового литосферного магнитного поля Западной Сибири нами были использованы результаты исследований глубинной структуры земной коры Западно-Сибирской платформы (Костюченко, 1992) и построенные по комплексу геолого-геофизических методов опорные разрезы литосферы вдоль двух профилей: “Мурманск–Кызыл” и “Березово–Усть-Мая” (Егоров, Чистяков, 2003). Рис. 2б иллюстрирует современные представления о геолого-тектоническом строении Западно-Сибирской плиты.

Основные структурно-тектонические элементы коры: (1) – зоны утонения консолидированной части коры Западно-Сибирской рифтовой системы; (2) – межрифтовые блоки и мегаблоки утолщенной коры; (3) – зоны утонения кристаллической части коры; (4) – блоки утолщенной кристаллической части коры; (5) – Няояхский кристаллический блок; (6) – краевые глубинные разломы; (7) – грабены Западно-Сибирской рифтовой системы; (8) – Пур-Гыданский сверхглубокий прогиб; (9) – Центрально-Западно-Сибирская мегаобласть; (10) – внешний бортовой пояс плиты; (11) – изопахиты консолидированной части земной коры).

Рифтовые зоны: (I) – Приуральская; (II) – Колтогорско-Уренгойская; (III) – Худосейская; (IV) – Верхне-Ляминская; (V) – Надымская; (VI) – Тобольско-Нижнеиртышская; (VII) – Яхтурайская; (VIII) – Нижне-Тавдинская; (IX) – Ишимская; (X) – Тюкалинская; (XI) – Сургутская; (XII) –

Аганская; (XIII) – Усть-Тымская; (XIV) – Прииртышская.

Межрифтовые блоки: (XV) – Няояхский; (XVI) – Приуральско-Надымский; (XVII) – Среднеобско-Часельский; (XVIII) – Приенисейский; (XIX) – Верхнеляминский; (XX) – Ханты-Мансийский; (XXI) – Усть-Тавдинский; (XXII) – Иртышский; (XXIII) – Вартовский; (XXIV) – Чулымо-Кетский; (XXV) – Тара-Чанский; (XXVI) – Приказахстанский.

Глубинные сейсмические исследования показывают, что литосфера Западно-Сибирской платформы имеет сложное слоисто-блоковое строение. Изометричные блоки земной коры, достигающие в диаметре 500–700 км, разделены глубинными разломами и линейными зонами утоненной коры, являющимися, видимо, зонами нарушений сплошности среды.

Расчетное температурное поле Западно-Сибирской платформы по поверхности Мохо также неоднородно, его значения меняются в широком диапазоне: от 400° до 900°С. В пределах докембрийских массивов преобладают значения 550°–650°С, а рифтовые зоны характеризуются аномально высокими значениями температур, присущими областям, характеризующимся современной высокой тектонической активностью. В таких зонах следует ожидать пониженных значений аномального магнитного поля литосферы.

Высокие значения геотермических параметров, свойственные части территории центральной области, могут быть, по-видимому, объяснены присутствием в разрезе подкоревой литосферы Западно-Сибирской платформы мощной зоны разуплотнения среды, кровля которой располагается на уровне раздела Мохо. Эта зона проявляется в глубинных разрезах глубинно-сейсмического зондирования (ГСЗ–МОВЗ) как зона пониженных пластовых скоростей продольных сейсмических волн и пониженных значений плотности среды.

При рассмотрении карты Z_a литосферного магнитного поля Западно-Сибирской платформы (рис. 2а) также видны сегменты положительных и отрицательных аномалий, ассоциирующиеся с блоковым строением региона. Аномалии имеют преимущественно субмеридиональное простирание, согласующееся с простиранием складчатых областей и разрывных нарушений.

Комплексными геолого-геофизическими исследованиями вдоль разветвленной сети профилей ГСЗ установлено наличие преимущественно жесткого консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы. Этому утверждению вполне соответствует огромная область положительных значений аномального литосферного поля почти на всей территории Западно-Сибир-

ской платформы. Аномальный тип коры проявляется лишь в отдельных структурах – рифейских и палеозойских бассейнах.

Рассмотрим последовательно каждый из сегментов аномального поля, проявляющихся на картах вертикальной компоненты поля Z_a .

Положительные спутниковые магнитные аномалии занимают на карте Западно-Сибирской платформы достаточно большую площадь, что, по-видимому, является указанием на существование обширных намагниченных слоев глубоких частей коры.

Если на схеме тектонического районирования (рис. 2б) блоки – палеоплатформы и микроплатформы – с древней раннедокембрийской корой (Ханты-Мансийский, Зауральский, Кокчетавский, Иртышский и др.) представляются обособленными структурами, то на карте распределения спутникового аномального магнитного поля им соответствует единая область положительных значений, т.е. можно предположить, что разделяющие их разломы имеют неглубокое заложение. Тем не менее некоторые рифтовые зоны, такие как Тобольско-Нижнеиртышская (VI), Нижне-Тавдинская (VIII) и Ишимская (IX), все-таки проявляются отдельными особенностями на фоне однородного положительного аномального поля.

Обширная зона положительных значений аномального магнитного поля (2) на карте, построенной по данным СНАМР, в плане соответствует Колпашевскому мегаблоку, входящему в состав каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы (Егоров, Чистяков, 2003). Для него характерна аномально высокая, до 20 км, мощность гранитно-метаморфического мегаслоя. Это обуславливает значительную мощность магнитоактивного слоя и, как следствие, высокие значения АМП.

В аномальных полях, полученных по данным спутника СНАМР, сегмент, приуроченный к Обь-Тазовской мегазоне (обозначен (3) на рис. 2а), характеризуется протяженной отрицательной аномалией, что полностью согласуется с современными представлениями о строении региона. По данным авторов (Егоров, Чистяков, 2003), Обь-Тазовская мегазона является характерным примером реликтовых бассейнов, ее характеристики хорошо изучены в сечениях профилей ГСЗ. Мощность магнитоактивного слоя в сегменте сокращена снизу в связи с наличием в его центральной части интенсивной положительной аномалии теплового потока, а в разрезе подкоревой литосферы как раз под областью Обь-Тазовской мегазоны присутствует мощный выступ низкоскоростной и низкоплотностной мантии. Этот слой занимает интервал глубин 85–120 км. В Обь-Тазовском районе он резко увеличивается в мощно-

сти и достигает подошвы земной коры. Образование слоя связывается с частичным плавлением и разуплотнением мантийных пород. Этому слою пониженных скоростей и высоких температур четко соответствует область отрицательных значений спутникового аномального магнитного поля, занимающая площадь вплоть до 56° с.ш. В плане ее границе соответствует Колтогорско-Уренгойская (III) рифтовая зона.

То же самое можно сказать об отрицательной аномалии под Салымовской мегазоной и Надымским мегаблоком (4). Здесь также наблюдается резкий подъем геотермы 1200°C, что приводит к изменению глубины до изотермической поверхности Кюри магнетита, уменьшению размеров магнитоактивного слоя и, как следствие, низким значениям аномального магнитного поля, полученным в настоящей работе.

Вдоль западной границы Западно-Сибирской платформы прослеживается положительный сегмент магнитного поля (1), отражающий сложное распределение магнитных масс в Уральской складчатой зоне, рассмотренный выше.

На северо-восточном фланге Западно-Сибирской платформы происходит резкое изменение АМП от положительных значений к отрицательным. В тектоническом отношении такое поведение АМП характерно для краевых частей крупных тектонических образований. Это отвечает результатам геолого-геофизических исследований по профилю “Березово–Усть-Мая” (Егоров, Чистяков, 2003). Западная граница Сибирского кратона имеет наиболее контрастное геофизическое выражение – она представляется в форме узкого шва, наклонно погружающегося в восточном направлении, и маркируется такими геофизическими параметрами, как изменение структуры сейсмической расчлененности и скорости продольных волн разреза ГСЗ, градиентными зонами гравиметрического поля. Граница сочленения Западно-Сибирской и Сибирской платформ также отчетливо выражена пониженными значениями АМП и соответствует Худосейской рифтовой зоне (III), а южнее – Усть-Тымской (XIII) зоне утонения коры.

Юго-Западная Азия

Карта вертикальной компоненты Z_a аномального литосферного магнитного поля на территории Юго-Западной Азии приведена на рис. 3. Наиболее яркие аномальные зоны помечены цифрами.

Здесь четко видны аномалии, отвечающие тектоническому строению этого региона: Таримский бассейн (1), Северо-Китайская платформа (2) и впадина Суньяля (3), Сычуань-Юннаньский мас-

сив (4), Индостанский кратон (5), Тибетское плато (6).

Местоположению Таримского бассейна на карте АМП соответствует изометрическая положительная аномалия. Значение аномального поля в ее центре достигает 20 нТл.

По мнению геологов (Wang, Qiao, 1984), Таримский бассейн – это молодая платформа, образовавшаяся в среднем и позднем протерозое. Кора под ней утолщена и составляет 50–56 км.

На территории Северо-Китайской платформы и впадины Суньяо аномальное поле положительное и достаточно однородное. Это древняя платформа, становление которой закончилось в архее – нижнем протерозое (Huang, 1978; Ma, 1987). Верхний ярус платформы, сложенный осадочными метаморфическими и интрузивными породами, и даже ее фундамент неоднократно испытывали тектоническую активизацию, когда на стабильных блоках появились активные разломы, образовались наложенные впадины и рифтовые зоны, заполненные терригенными осадками.

Измеренное спутником CHAMP аномальное литосферное поле в общем адекватно согласуется с представлением о поле древних платформ, оно имеет положительные значения и достаточно однородно на территории платформы. В пределах древней платформы средний фон теплового потока низкий. Это в сочетании с большой мощностью коры и глубоким положением изотермической поверхности Кюри магнетита обуславливает значительно большую мощность магнитоактивного слоя, чем в более молодых регионах.

Что касается впадины Суньяо (3), то в ее пределах фиксируется положительная магнитная аномалия, происхождение которой неясно. Дело в том, что по данным измерений теплового потока, здесь наблюдаются высокие его значения: 62 ± 15 мВт/м² (Лысак, 2009), – что свидетельствует о значительном разогреве земной коры в этом регионе. Однако большая положительная аномалия, отвечающая за состояние нижней части коры, этому противоречит.

На территории Сычуань-Юннаньского массива (4), так же как в Таримской зоне, наблюдается изометрическая положительная аномалия, правда, меньшей интенсивности. Зона входит в состав молодой Южно-Китайской платформы. Толщина земной коры здесь порядка 36 км. Глубина залегания астеносферы 77–146 км. Средний по площади тепловой поток равен 54 мВт/м². Аномалия магнитного поля хорошо согласуется с геолого-тектоническими предпосылками и тепловым состоянием земной коры.

Повышенные положительные значения аномального астеносферного поля наблюдаются в широкой полосе, ограниченной 20° и 30° с.ш. и

60° и 100° в.д., соответствующей Индостанскому кратону (5). Область аномального поля адекватно отвечает геолого-тектоническим представлениями о платформенном строении этой территории.

На Тибетском плато (6), по данным спутниковых наблюдений, фиксируется низкий уровень аномального поля, что также не противоречит геологическим и термическим условиям. Для формирующих эту область зон сжатия (Тибетской, Гималайской) характерен аномально повышенный тепловой поток, величины которого превышают 83–160 мВт/м². Это обусловлено более горячим режимом литосферы, что приводит к сокращению ее мощности, уменьшению размеров магнитоактивного слоя и, как следствие, низким значениям аномального магнитного поля.

Таким образом, полученное по данным спутника CHAMP пространственное распределение регионального аномального магнитного поля за редким исключением хорошо отвечает геологическим и тектоническим представлениям о зонно-блоковой структуре строения земной коры в этом регионе.

ВЫВОДЫ

Изучение постоянного аномального магнитного поля Земли на сегодняшний день является одним из информативных геофизических подходов в исследовании внутреннего строения и процессов, происходящих в нижних частях земной коры.

Для выделения из полного геомагнитного поля, измеренного на спутнике, аномальной части, связанной с намагниченностью земной коры, применена оригинальная методика, использующая среднесуточную сферическую гармоническую модель главного поля DIGRF вместо классической модели IGRF. По данным измерений, выполненных спутником CHAMP, построены карты и проведен анализ распределения регионального аномального магнитного поля литосферы различных регионов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что источники магнитных аномалий действительно имеют реальное геологическое происхождение и лежат в земной коре. Кроме того, их локализация зачастую хорошо согласуется с данными сейсмоки и теплового поля.

Размеры магнитных областей близки к размерам тектонических сегментов, однако не всегда они совпадают пространственно. Выявленные магнитные сегменты соответствуют общим закономерностям распределения различных типов магнитных неоднородностей в структуре земной коры, свидетельствуют о возможном “просвечивании” погребенных древних структур. Зоны сочленения магнитных сегментов, по-видимому, являются глубинными и долгоживущими структурами.

Однако существуют и расхождения между предсказываемыми и наблюдаемыми региональными аномалиями магнитного поля в некоторых частях рассматриваемой области, что, безусловно, требует дальнейших исследований. Несогласие указывает на ограниченность современных знаний о подповерхностной геологии и строении земной коры, а именно:

– гипотетичность данных о положении изотермы Кюри;

– предположительное наличие дорифейских областей под фанерозойским покровом и др.

Настоящая работа показывает перспективность использования спутниковых наблюдений геомагнитного поля для изучения региональной тектоники, в том числе исследований подповерхностных дорифейских областей, состава и мощности глубинных частей коры. Одной из целей использования спутниковых данных могут стать поиск возможного распространения дорифейских областей под фанерозойским покровом и просмотр их скрытых границ.

Авторы выражают благодарность сотруднице лаборатории Волковой Н.И за помощь в обработке экспериментального материала и в создании базы данных АМП спутника CHAMP.

Карты магнитного аномального поля построены с использованием программ GMT (Wessel, Smith, 1991).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова Д.Ю., Филиппов С.В., Абрамова Л.М. Длинно-волновые магнитные аномалии на территории России по измерениям спутника CHAMP // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 48–63.
- Головков В.П., Зверева Т.И., Чернова Т.А. Метод создания пространственно-временной модели главного магнитного поля путем совместного использования методов сферического гармонического анализа и естественных ортогональных компонент // Геомагнетизм и аэрономия. 2007. Т. 47. № 2. С. 272–278.
- Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 101–119.
- Костюченко С.Л. Глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты по результатам комплексного геолого-геофизического изучения: Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 247 с.
- Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.
- Пашкевич И.К., Печерский Д.М. и др. Петромагнитная модель литосферы. Киев: Наукова думка, 1994.
- Шукин Ю.К. Проблемы глубинной геологии в региональных геофизических исследованиях // Вторая Всероссий. школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли. М.: МАКС ПРЕСС, 2005. С. 21–30.
- Arkani-Hamed J., Langel R.A., Purucker M.E. Magnetic anomaly maps of Earth derived from POGO and Magsat data // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 24075–24090.
- Arkani-Hamed J., Strangway D.W. Effective magnetic susceptibility anomalies of the oceanic upper mantle derived from Magsat data // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 999–1002.
- Cain J.C., Wang Z., Kluth C., Schmitz D.R. Derivation of a geomagnetic model to $n = 63$ // Geophys. J. 1989. V. 97. P. 431–441.
- Goodwin A.M. Precambrian Geology. N.-Y.: Elsevier, 1991.
- Goodwin A.M. Principles of Precambrian Geology. N.-Y.: Elsevier, 1996.
- Hemant K., Maus S., Haak V. Interpretation of CHAMP crustal field anomaly maps using a geographical information system (GIS) technique // Earth Observation with CHAMP: Results from Three Years in Orbit. 2005. P. 249–254.
- Hemant K., Maus S. Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. P. 1–23.
- Huang Chi-cheng. An outline of the tectonic characteristics of China and its explanation // Ecological Geol. 1978. V. 71. № 3. P. 611–635.
- Langel R.A., Ousley G., Berbert J. The Magsat Mission // Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9. P. 243–245.
- Ma X. Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1 : 4000000) and explanatory notes. Beijing: Publishing House of Geology, 1987. 53 p.
- Olsen N. et al. Orsted initial field model // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 3607–3610.
- Ravat D., Langel R.A., Purucker M., Arkani-Hamed J., Alsdorf D.E. Global vector and scalar Magsat magnetic anomaly maps // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 20111–20136.
- Regan R.D., Cain J.C., Davis W.M. A global magnetic anomaly map // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 794–802.
- Reigber C., Luhr H., Schwintzer P. CHAMP mission status // Adv. Space Res. 2002. V. 30. P. 129–134.
- Sabaka T.J., Olsen N., Langel R.A. A comprehensive model of the near-Earth magnetic field: Phase 3 // NASA Tech. Memo. 2000. TM-2000-20. 9894.
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.
- Taylor P.T., Ravat D.N. An interpretation of the Magsat anomalies of central Europe // J. Appl. Geophys. 1995. V. 34. P. 83–91.
- Wang H., Qiao X. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Magazine. 1984. V. 121. № 6. P. 559–614.
- Wessel P., Smith, W.H.F. Free software helps map and display data, EOS, Trans. Am. Geophys. Union. 1991. V. 72. 441 p.

Prospects of Satellite Measurements for the Regional Magnetic Anomalies Analysis

D. Yu. Abramova¹, L. M. Abramova², S. V. Philippov¹, A. Kh. Frunze¹

¹ *Pushkov Institute of the Terrestrial Magnetism Ionosphere and Radio Wave Propagation,
Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow District*

² *Geoelectromagnetic Research Centre of Shmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow District*

A new opportunity to research the lateral changes of the lithosphere magnetic properties and of the magnetized layer capacity in the Earth interior had appeared when the first maps of the regional magnetic field anomalies had been received from the satellites. The features of the satellite CHAMP orbit allow obtaining the means of geomagnetic field on the practically uniform grid above the whole of the Earth surface. This gives a unique chance for the lithosphere constant anomaly magnetic field contribution to the measured geomagnetic field values will be successfully marked out and will be analyzed in the connection with a view of the magnetic mass distribution in the crust. The data of magnetic field component measurements at satellite CHAMP were processed. The analysis of the magnetic field vertical component Z_a distribution revealed by the results of satellite measurements was made for several Europe and Asia regions. Its concordance with geological conception about an Earth crust tectonic structure was shown.

Keywords: satellite geomagnetic observation, lithosphere magnetic field, regional magnetic anomalies, crust magnetization

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА СИСТЕМ “ВОДА–СУША” НА РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ (НА ПРИМЕРЕ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)

© 2011 г. А. В. Кутузов

Учреждение Российской академии наук Институт водных проблем РАН, Москва

E-mail: kutuzov.st@gmail.com

Поступила в редакцию 01.01.2010 г.

Предлагаются решения для анализа структуры и динамики береговых экотонов “вода–суша” на основе обработки данных дистанционного зондирования (ДЗ) и материалов комплексных полевых исследований на побережьях крупных равнинных водохранилищ степной биогеографической зоны, на примере Цимлянского водохранилища (Волгоградская и Ростовская обл.). Показана продуктивность использования для выделения экотонной территории среднемасштабной космосъемки, которая позволяет получать снимки с периодичностью до двух недель (MODIS Terra), при разрешении до 250 м/пиксел. Для генетического и контурного дешифрирование экотонной структуры побережий: экотона “вода–суша” крупных равнинных водохранилищ – требуется использование данных ДЗ высокого разрешения (Landsat – 15–60 м). Данные использованных источников (спутниковые снимки разных сенсоров, данные GPS, векторные слои топоосновы, материалы лесотаксации и др.) показали хорошую совместимость для целей мониторинга, обеспечивая основу комплексной характеристики блоков экотона “вода–суша”, для обоснования выделения блоков экотона. При первичной оценке структуры этого типа экотона удовлетворительные результаты дает анализ спутникового снимка в спектре максимального поглощения воды (канал 5 Landsat), без использования вегетационных индексов.

Ключевые слова: экотон, спутниковые снимки, MODIS, Landsat, дешифрирование, мониторинг, вегетационные индексы, побережье, Цимлянское водохранилище

ВВЕДЕНИЕ

Применение данных дистанционного зондирования (ДЗ), позволяет фиксировать состояние территории практически одновременно, с одинаковыми условиями наблюдения всех участков мониторинга. Основным объектом исследований была переходная зона между наземными и водными биоценозами, экотон “вода–суша” побережья Цимлянского водохранилища (Волгоградская и Ростовская обл.).

Переходная, пограничная, зона между биоценозами нередко простирается на сотни метров, представляя собой особое местообитание со своими специализированными видами (Небел, 1993; Залетаев, 1997). Для такой полосы широко используется термин “экотон”, предложенный впервые геоботаником Клементсом (Clements, 1905); в современном “ландшафтном” понимании в отечественной географии понятие “экотон” разработывал В.Б. Сочава (Сочава, 1978).

Основной целью работы была оценка возможности данных ДЗ среднего (100–1000 м/пиксел) и высокого (10–100 м/пиксел) разрешения для

определения границ переходной зоны, анализа структуры и динамики ландшафтов береговых экотонов, организации мониторинга биоконплексов с учетом экотонной структуры территории. В ходе реализации решались следующие задачи: 1) обработка полученных с сайта NASA спутниковых снимков MODIS (среднее разрешение) и Landsat (высокое разрешение) – для последующего анализа и выделения блоков экотона “вода–суша” (ERDAS 9.x); 2) создание разнородных слоев геоинформационной системы (ГИС) (в ArcGIS 9.x) и последующего тематического дешифрирования для экологической характеристики объекта, в том числе для отражения полевых данных комплексного топтоэкологического профилирования побережий; 3) описание динамики ландшафтов – для обоснования при выделении блоков экотона.

Исследовались биоконплексы экотонов на побережьях крупных равнинных водохранилищ различных биогеографических зон - здесь приведены данные по Цимлянскому водохранилищу: степная зона (Балук и др., 2007а). Принципиальной структурой экотона “вода–суша” принималось

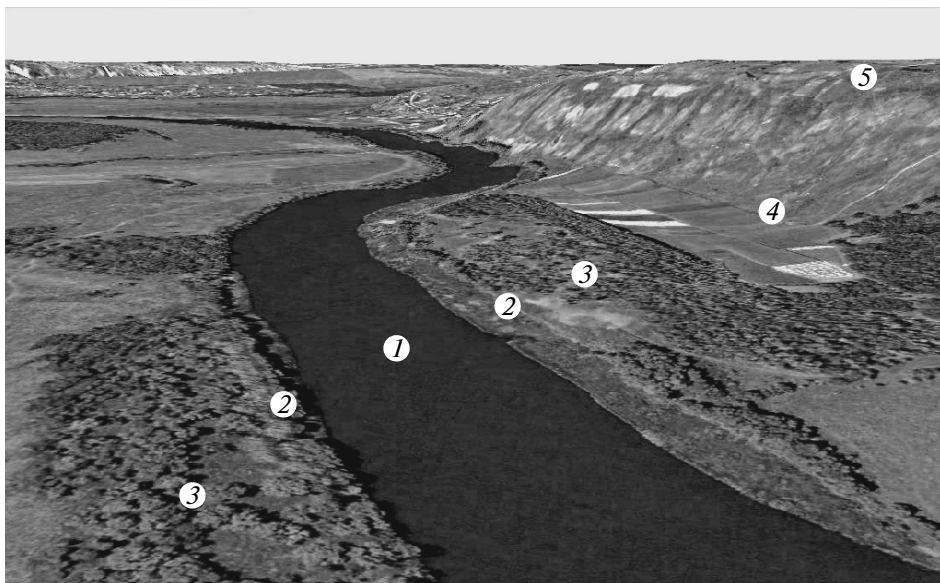


Рис. 1. Структура экотона “вода–суша” речной долины: 1 – аквальный, 2 – амфибиальный (флуктуационный), 3 – динамический, 4 – дистантный, 5 – маргинальный (на примере поймы р. Дон – спутниковый снимок в Google Планета Земля).

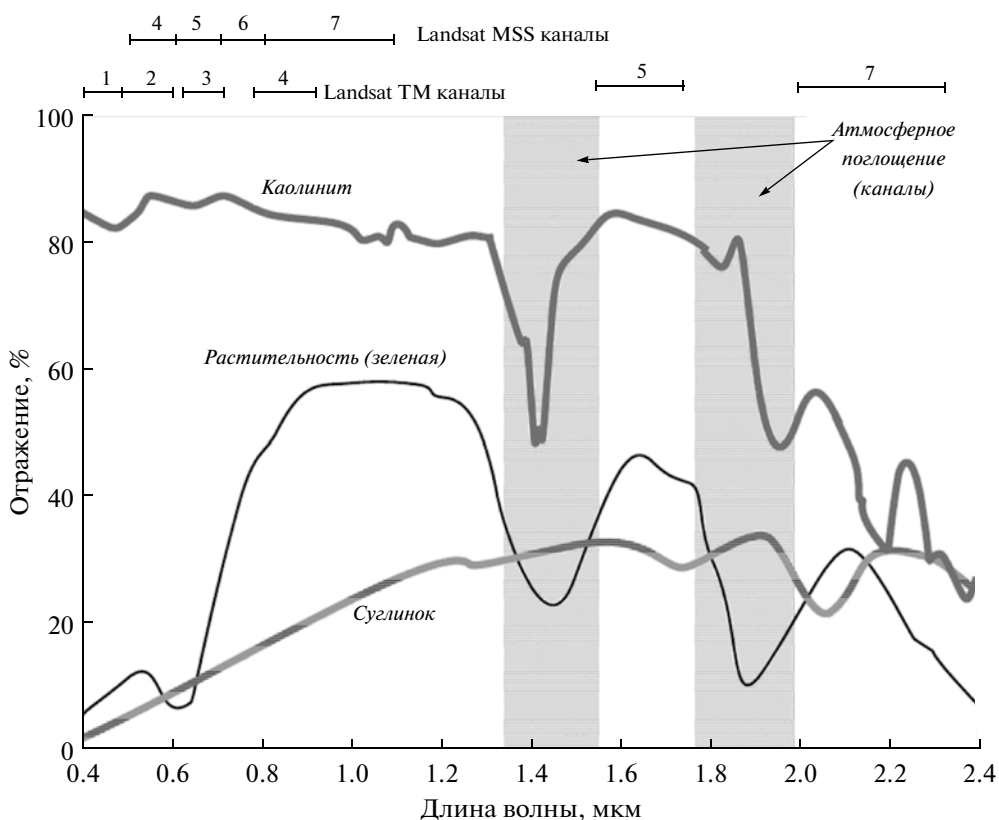


Рис. 2. Данные Landsat: соотношение спектральных каналов мультиспектральных сканирующих радиометров. Кривые спектральной яркости для почвы и растительности.

выделение пяти блоков: (Залетаев, 1997) – рис. 1 (http://kutuzov-st.narod.ru/DDZ_IzizK.htm).

Для первого блока – флуктуационного – характерно ежегодное заливание паводковыми во-

дами на продолжительные сроки (более 250 дней в году) (Балюк и др., 2007а), для водохранилища это зона сработки. Второй блок – динамический – может заливаться не каждый год: средняя продол-

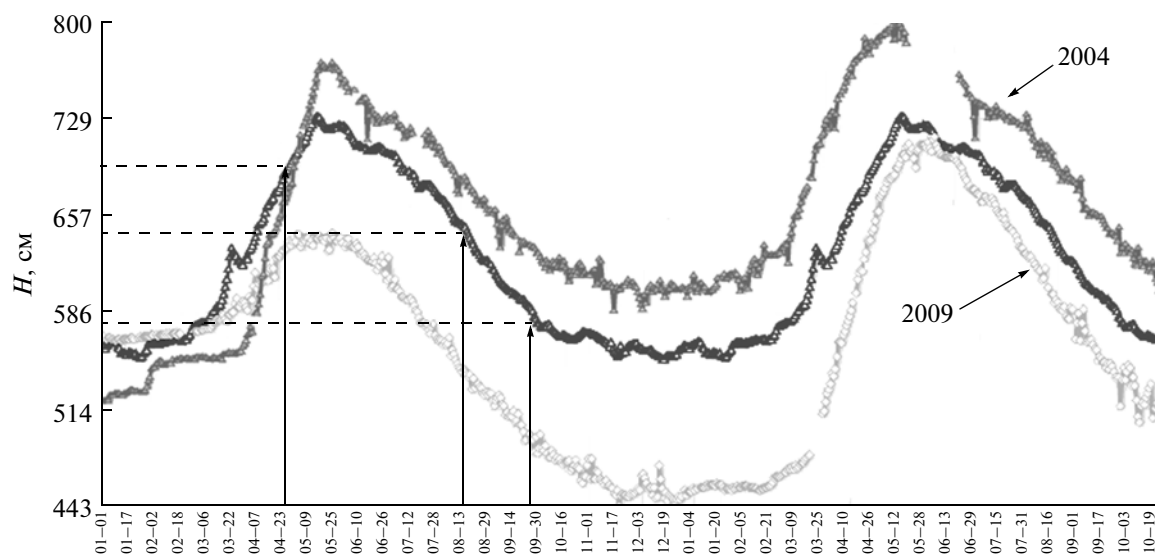


Рис. 3. Средний уровень поста «Цимлянский», по данным ФГУП «Центр Регистра и водного кадастра» (12.04.2001–29.09.2009). Ноль поста: 28.00 м. Вертикальные стрелки (слева направо) – максимумы уровня на период интенсивной вегетации: начало и конец вегетации в степи, окончание – на пойме.)

жительность заливания 75 дней в году. Влияние водоема на прилегающую территорию простирается и за пределами динамического блока через грунтовые воды (ГВ) за счет подпора их выходов на побережье водохранилища. Сток ГВ может замедляться и даже обращаться, подтапливая прилегающие территории. Отсюда начинается дистантный блок, длящийся до границы влияния ГВ, определенной глубиной до 3 м. На этой глубине ГВ еще доступны большинству растений вследствие капиллярного подъема воды. Высотные отметки этой границы могут значительно отличаться в разных ландшафтах. В зависимости от литологии почв данного блока – песчаные или глинистые, – высота капиллярного подъема колеблется, изменяется граница дистантного блока экотона.

За границей доступности ГВ начинается маргинальный блок, динамика растительности в ко-

тором опосредована динамикой в предыдущих блоках экотона за счет видов вселенцев. По мере удаления от водохранилища растительность этого блока становится типичной – зональной. Таким образом, верхняя граница этого блока должна быть размыта (рис. 1, 4).

Этапы обработки данных ДЗ следующие: 1) определение для снимков Landsat соответствующих уровней стояния вод Цимлянского водохранилища; 2) подготовка к полуавтоматической (экспертной) оцифровке; 3) обработка полученного векторного слоя; 4) совмещение со снимками MODIS и др. векторными данными, анализ результатов.

Для определения интересующих спектральных каналов выявляются диапазоны наибольших различий в спектральной яркости объектов мониторинга: почва, вода (Кравцова, 2005); переходная же территория – зона временного затопления –

Спектральные характеристики MODIS. Выделены светлым каналы MODIS, присутствующие в использованных снимках MOD13Q1 (https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_overview)

№ канала	Длина волны, мкм	Применение	Название слоя HDF-файла
1	0.67–0.62	Изменение растительного покрова	red reflectance (красный)
2	0.876–0.841	Облачность, изменение растительного покрова	NIR reflectance (ближний инфракрасный)
3	0.479–0.459	Разделение почвы и растительности	blue reflectance (голубой)
4	0.565–0.545	Зеленая растительность	
5	1.25–1.23	Лиственный покров	
6	1.652–1.628	Разделение снега и облаков	
7	2.155–2.105	Облачность	MIR reflectance (дальний инфракрасный)
8	0.42–0.405	Хлорофилл	
9	0.448–0.438	То же	
10	0.493–0.483	«	
11	0.536–0.526	«	

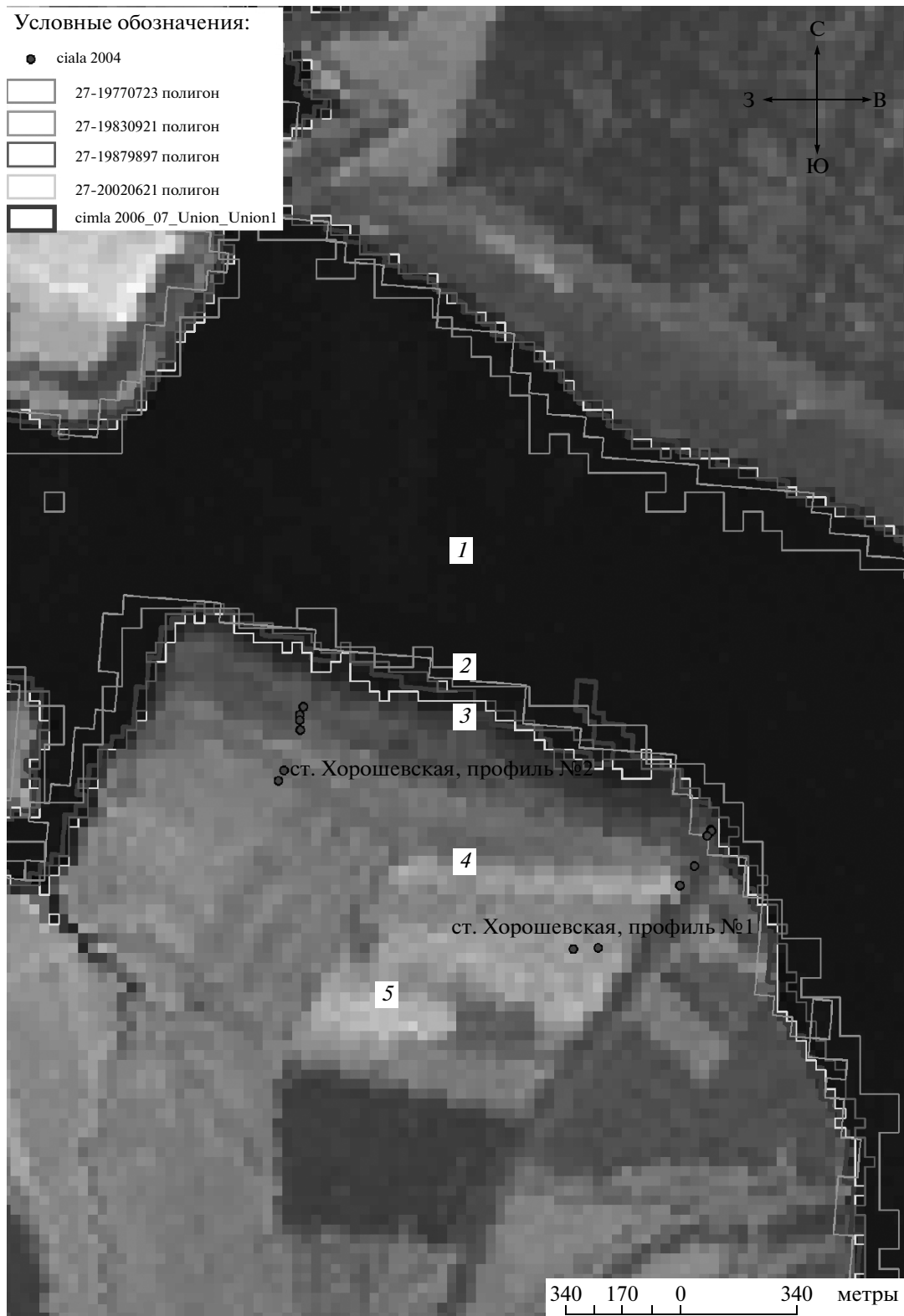


Рис. 4. Изменение береговой линии на ключевых участках топо-экологического профилирования – подложка Landsat (2007 г.) Максимум уровня – по полученным снимкам Landsat, июль 1977 г. (жирная белая линия, контуры суши), минимум – сентябрь 1983 г. (линия, далеко выдающаяся в водохранилище). 1 – аквальный, 2 – амфибиальный (флуктуационный), 3 – динамический, 4 – дистантный, 5 – маргинальный: 2–5 – по данным профилирования.

б

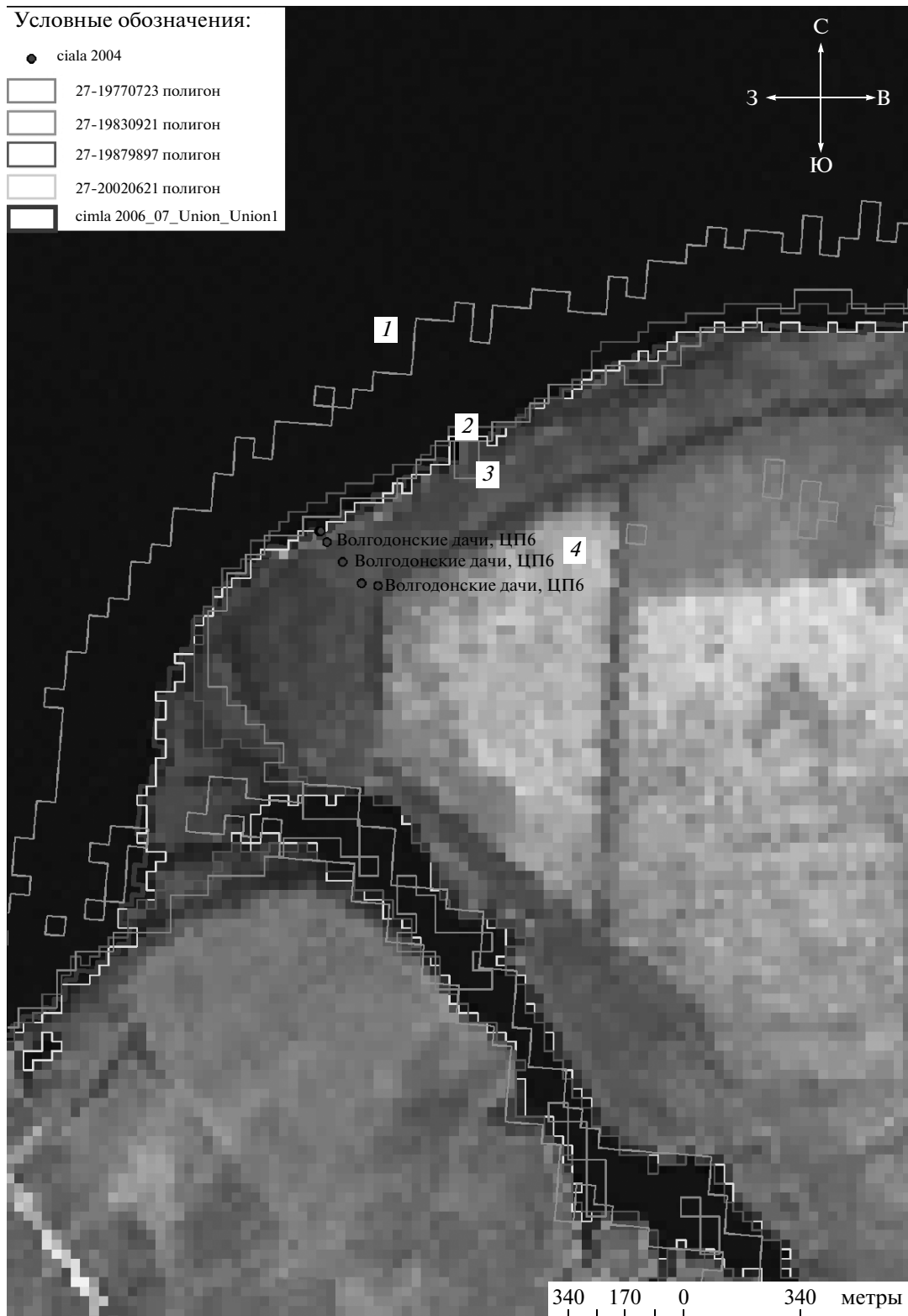


Рис. 4. Окончание.

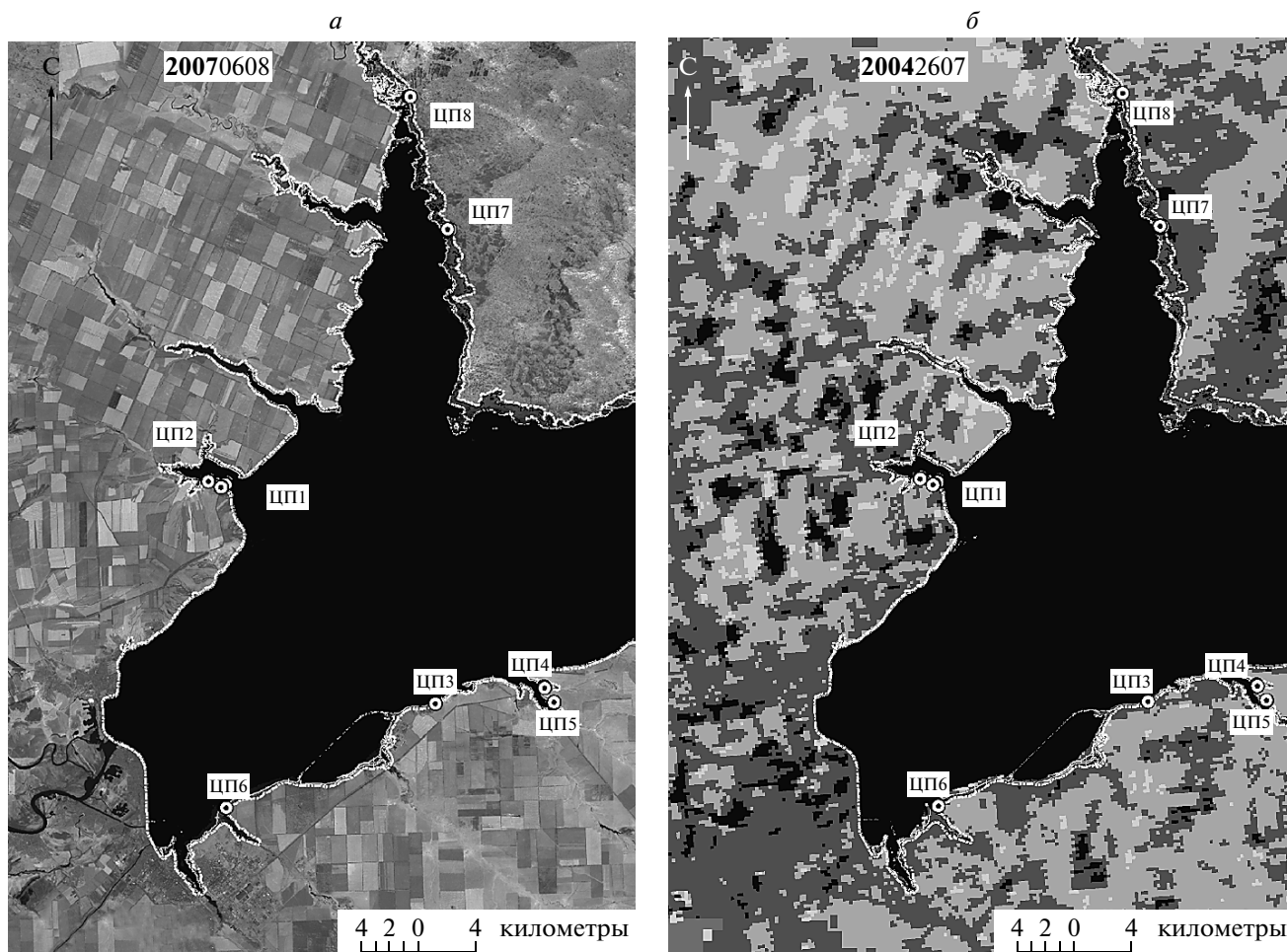


Рис. 5. Динамика уреза вод и ландшафтов для высокого и низкого уровней воды: *a* – снимок Landsat от 08.06.2007 г.; *б, в* – сезон высокой воды в разные годы, по данным MODIS; *г–е* – изменение суши и акватории в разные сезоны одного года, по данным MODIS. Черный цвет – вода; более светлые участки – зона низкой фотосинтетической активности. ЦП – номера цимлянских топоэкологических профилей.

контролируется при сравнении снимков для периодов высокой и низкой воды. По опубликованным источникам определялись рекомендуемые спектральные каналы для синтеза такого контрастного снимка по определенному классу объектов, затем составлялось сочетание слоев на основе экспертной оценки (Кутузов, 2007).

Визуально, при загрузке в ГИС-вид разных слоев MODIS (таблица), наиболее четко вода контрастирует с окружением: для red – 7, green – 5 и blue – 6 синтезированных слоев снимка (каналы MODIS: 7, 2, 3 в таблице соответственно). Полученные цветовые границы сопоставляются с другими слоями ГИС. При создании таблицы использовались данные официального сайта NASA.

Подтверждением объективности результатов для данного метода отбора каналов может служить график спектральной яркости (растительность-почва-вода) в диапазоне этих каналов. Здесь яркость воды минимальна, почвы и расти-

тельности значительно больше – их разность дает удовлетворительный контраст на береговой линии (рис. 2). Для Landsat – аналогично использование канала 5 (TM и ETM+) и каналов 3–4 (MSS), причем эти каналы всех трех сенсоров обладают близкими спектральными характеристиками.

На основе одновременных снимков территории, автоматической векторизацией классифицированного снимка получены границы вода-суша для разных уровней стояния воды. Созданный таким образом векторный слой показал хорошую согласованность с базовыми слоями и полевыми данными, привязанными по GPS-приемнику (рис. 5*a*).

Основой для отбора данных ДЗ по дате их создания является месячная динамика уровня водохранилища на интересующий период: максимум и минимум в сезон вегетации. Обычно эти экстремумы для Цимлянского водохранилища приходятся на май и сентябрь месяцы (рис. 3). Наи-

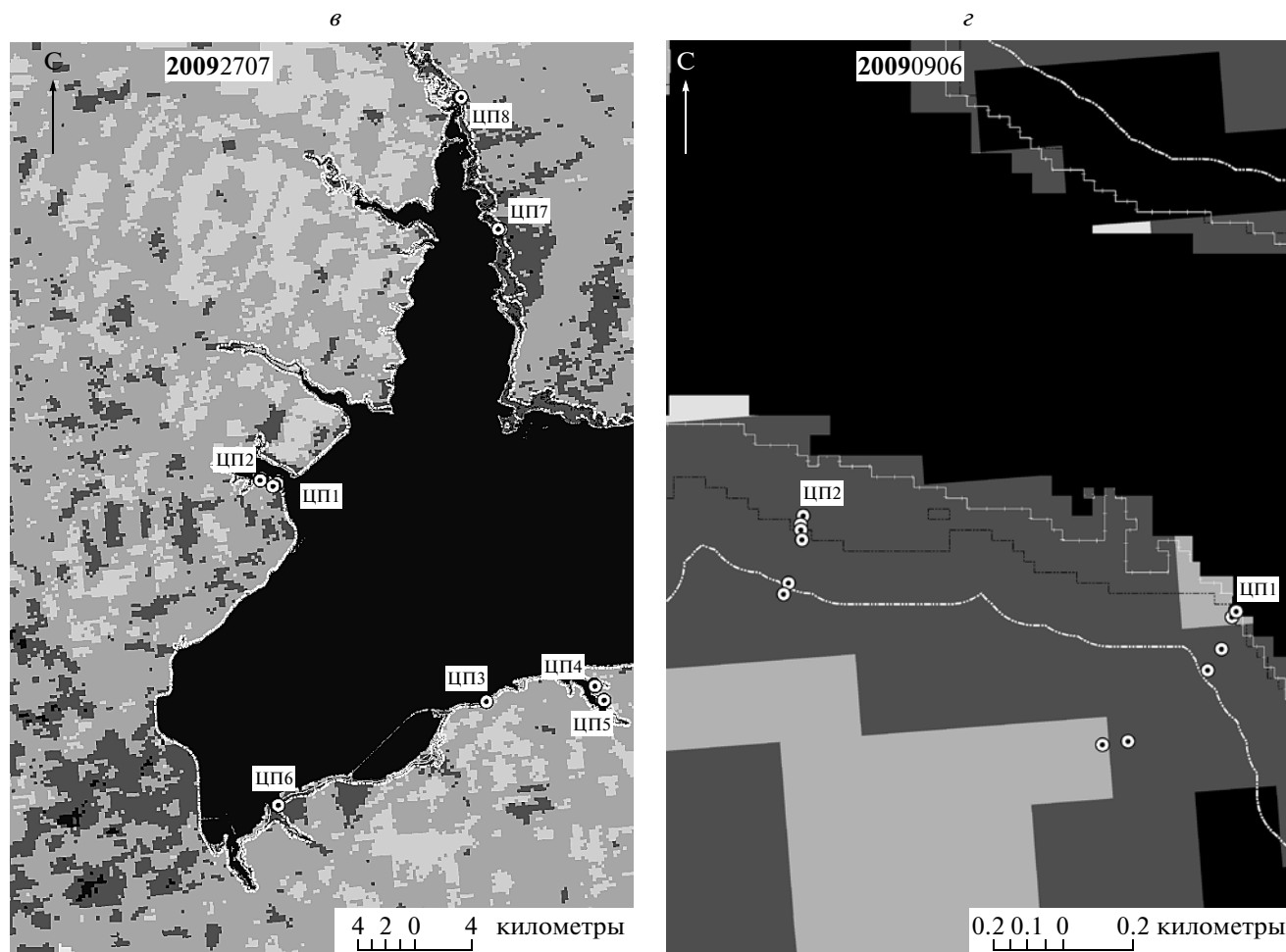


Рис. 5. Продолжение.

большие отклонения от средних значений в последние 15 лет отмечались в 2004 г. (высокий уровень) и 2009 г. (низкий уровень).

Данные ДЗ в свободном доступе за период с 1973 г. по настоящее время: за этот период минимумы и максимумы (рис. 4) очень близки к экстремумам последнего десятилетия.

Другой важный критерий для последующей обработки космоснимка — облачность над территорией на выбранный период. Для степной зоны в период вегетации облачность редко оказывается помехой. На снимках среднего масштаба хорошо заметна динамика уреза вод для уровней высокой и низкой воды: значительное изменение площади активной вегетации — темный цвет на снимке, белая линия — граница акватории (рис. 5а–5е). В сезон высокой воды — май, образуются мелководья, которые позднее частично или полностью, в зависимости от влажности года, ежегодно обсыхают; снимок в осенний период покажет реальное на этот год обсыхание. Преимущество использо-

вания снимков MODIS в частоте их повторности и в их доступности. Выполнена обработка таких снимков для экстремумов уровня стояния вод за вегетационный период, что позволило проследить динамику заливания пойменной территории, — это объективная основа для проведения границы между динамическим и флуктуационным блоками.

При выборе каналов учитываются разрешение каждого из них и диапазон спектра отражения для хлорофилла растений и для воды (таблица). Для количественной оценки состояния растительного покрова используются стандартные вегетационные индексы (EVI и NDVI), вычисляемые в отношении к значениям яркости в той части спектра, которая наиболее полно представлена: растительность — красная и ближняя инфракрасная части

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED},$$

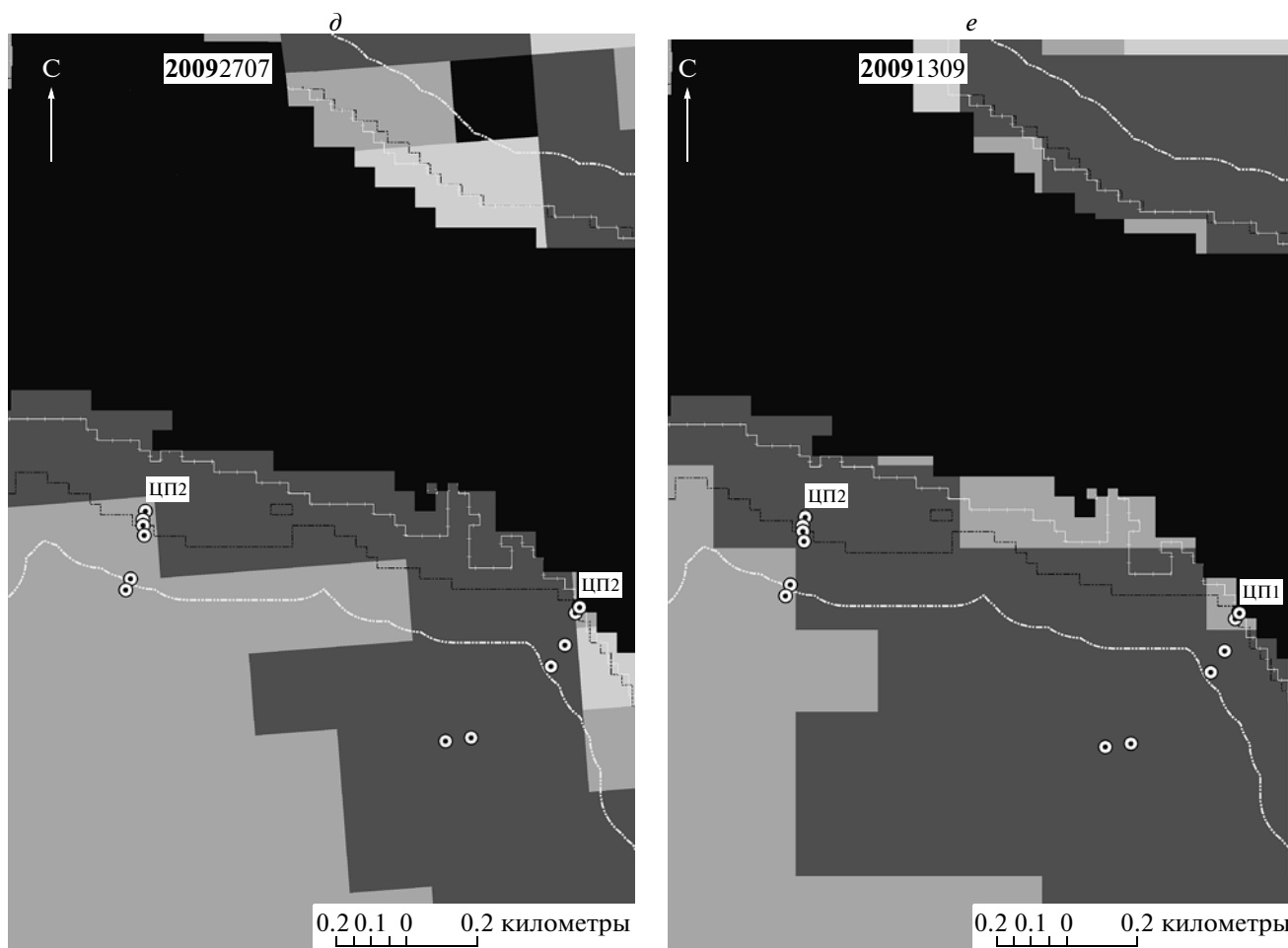


Рис. 5. Окончание.

где NIR – отражение в ближней инфракрасной, RED – красной областях спектра;

$$EVI = G \times \frac{NIR - RED}{NIR + C1 \times RED - C2 \times Blue + L},$$

где NIR , RED , $BLUE$ – значения отражательной способности в ближней инфракрасной, красной и голубой зонах (0.876–0.841; 0.67–0.62 и 0.479–0.459 мкм соответственно); L – поправочный коэффициент, учитывающий влияние почвы; $C1$, $C2$ – коэффициенты, контролирующие вклад голубой зоны в коррекцию красной из-за рассеяния атмосферными аэрозолями(0). Примерные значения этих коэффициентов применительно к MODIS-EVI алгоритму: $L = 1$, $C1 = 6$, $C2 = 7.5$ и $G = 2.5$ (Evrendilek et al., 2008). Этот индекс позволяет выделить больше градаций в районах с обилием зеленой биомассы и имеет преимущества для мониторинга растительности, поскольку влияние почвы и атмосферы в значениях EVI минимизировано (http://gis-lab.info/docs/atbd_mod13.pdf). В период цветения воды водохранилища (водо-

росли и цианобактерии, содержащие хлорофиллы) высокие значения NDVI могут отмечаться и в границах водной поверхности.

Вычисление этих индексов (и ряда других) входит в стандартный пакет современных версий ПО ГИС. Использование лесотаксационных данных и совмещение с географически привязанными картами лесотаксации, гипсометрии и топографии данной территории позволяет хорошо дешифровать материалы космосъемки. По результатам дешифрирования создаются сигнатуры (ERDAS 9.0) для возможности контролируемой (полуавтоматической) и автоматической обработки поступающей спутниковой информации для мониторинга динамики водно-наземного экотона побережий (Балук, 2007б).

ВЫВОДЫ

Для анализа структуры и динамики береговых экотонів продуктивно использование средне-масштабной космосъемки, которая позволяет по-

лучать снимки с периодичностью до двух недель (MODIS Terra), при разрешении до 250 м/пиксел. Динамика ландшафтов хорошо прослеживается на таких снимках после предварительной обработки и соответствует данным полевых исследований. Генетическое (класс объекта) и контурное (очертания) дешифрирование экотонной структуры побережий: экотон вода-суша крупных равнинных водохранилищ — требует использование данных ДЗ высокого разрешения (Landsat — 15–60 м). Данные ДЗ, использованные в работе (спутниковые снимки разных сенсоров, GPS-данные, векторные слои), показали хорошую совместимость для целей мониторинга, обеспечивая основу для выделения блоков экотона вода-суша и оценки их характеристик. При первичной оценке структуры экотона удовлетворительные результаты дает анализ спутникового снимка в спектре максимального поглощения воды (канал 5 Landsat), без использования вегетационных индексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балюк Т.В., Кутузов А.В., Назаренко О.Г.* Экотонная система юго-восточного побережья Цимлянского водохранилища // Водные ресурсы. 2007а. Т. 34. № 1. С. 104–112.
- Балюк Т.В.* Возможности мониторинга паводкового затопления на территории природного парка “Волго-Ахтубинская пойма” при помощи данных дистанционного зондирования / Состояние, охрана, воспроизводство и устойчивое использование биологических ресурсов внутренних водоемов // Материалы межд. научно-практ. конф. Волгоград, 2007б. С. 16–19.
- Залетаев В.С.* Речные поймы как система экотонов // Экосистемы речных пойм: структура, динамика, ресурсный потенциал, проблемы охраны / Под ред. В.С. Залетаева. М.: РАСХН, 1997. С. 7–17.
- Кравцова В.И.* Космические методы исследования почв. М.: Аспект Пресс, 2005. 190 с.
- Кутузов А.В.* Закономерности формирования экотонных систем в зоне влияния искусственных водоемов / Состояние, охрана, воспроизводство и устойчивое использование биологических ресурсов внутренних водоемов // Материалы межд. научно-практ. конф. Волгоград, 2007. С. 179–182.
- Небел Б.* Наука об окружающей среде. Т. 1. М.: Мир, 1993. С. 229–248.
- Сочава Б.В.* Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
- Clements F.E.* Research Methods in Ecology. Lincoln, Neb.: Univ. Publ., 1905. 334p.
- Evrendilek F., Gulbeyaz O.* Deriving Vegetation Dynamics of Natural Terrestrial Ecosystems from MODIS NDVI/EVI Data over Turkey // Sensors 2008. V. 8. № 9. P. 5270–5302. doi:10.3390/s8095270.
- <http://77.108.74.231/Hydroposts/default.aspx>
- http://eos-webster.sr.unh.edu/data_guides
- http://gis-lab.info/docs/atbd_mod13.pdf
- <http://gis-lab.info/qa/ndvi.html>
- <http://www.gisa.ru/43962.html>
- <http://www.landscape.edu.ru/files/sbornikLP/Solodyankina.pdf>
- https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_overview

Monitoring of the Large Flat Water Reservoirs Using Remote Sensing Data

A. V. Kutuzov

Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Decisions for the analysis of structure and dynamics coastal ecotones “water-land”, on the basis of processing RSD and materials of complex field researches at coasts of large flat reservoirs, as an example Tsimlyansky reservoir (Volgograd and Rostov districts) — a steppe biogeographical zone are offered. Efficiency of use, for allocation ecotone territory, middle scale satellite images which allows receiving pictures with periodicity about two weeks (MODIS Terra), at the permission to 250 m/pixel. For genetic and contour interpretation ecotone structures of coasts, ecotone: “water-land” of large flat water basins — is required use RSD of the high permission (Landsat — 15–60 m). The data of the used sources (satellite pictures of different sensor controls, GPS-data, vector layers base map, materials forest valuation, etc.). Have shown good compatibility for monitoring, providing a basis of the complex characteristic of ecotone blocks “water-land”, for a substantiation of allocation of it. At a primary estimation of structure of this type ecotone satisfactory results the analysis of a satellite picture in a spectrum of the maximum absorption of water (Landsat, ch. 5), without use of vegetation indexes.

Keywords: ecotone, satellite images, MODIS, Landsat, interpretation, monitoring, coast, vegetation indexes, Tsimlyansky reservoir

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНТИЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД АМУРА В САХАЛИНСКОМ ЗАЛИВЕ ПО СПУТНИКОВЫМ И МОРСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© 2011 г. К. А. Рогачёв*, Н. В. Шлык

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток,*

**E-mail: rogachev@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 10.11.2010 г.

Экспериментальные исследования циркуляции вод Сахалинского залива до сих пор не проводились. В настоящей работе сопоставлены спутниковые наблюдения и дрейф поверхностных буев. Используются данные видимых каналов радиометра AVHRR с пространственным разрешением 1.1 км (спутники серии NOAA), а также канала 1 радиометра MODIS с разрешением 250 м (спутники Aqua и Terra). Обработка спутниковых данных проводилась с помощью программных средств, разработанных в Центре коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН. Морские наблюдения включают данные спутниковых буев Argos, любезно предоставленные Экологической компанией Сахалина, и STD-наблюдения, полученные Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН в разные годы. Спутниковые наблюдения указывают, что вода, стекающая в Сахалинский залив, формирует антициклоническую циркуляцию. Такая циркуляция накапливает значительную часть речного стока Амура. Начальная скорость стока устанавливает положение выступа вод низкой солености и его последующую динамику. Наблюдения за дрейфующими буями Аргос выявили антициклоническую циркуляцию в заливе на поверхности с периодом около 3–8 дней. Время нахождения дрейфтера в пределах вихря составило около одного месяца. Полученные данные о циркуляции в Сахалинском заливе сравниваются с аналогичными наблюдениями, проведенными нами в смежном к нему заливе Академии. Характеристики циркуляции в заливе Академии получены на основе спутниковых наблюдений за траекторией отдельных льдин и заякоренных буев. Результаты этих наблюдений сопоставлены с простой моделью, что позволяет установить природу циркуляции, и ее основные характеристики.

Ключевые слова: Сахалинский залив, Охотское море, спутниковые наблюдения циркуляции Охотского моря

ВВЕДЕНИЕ

Сахалинский залив расположен в северо-западной части Охотского моря к востоку от Шантарского архипелага (рис. 1). Глубина моря в заливе равномерно растет с юга на север от нескольких метров в Амурском лимане до 100 м на его северной границе. Гидрологические условия Амурского лимана находятся под влиянием сильных приливных течений. На сегодняшний день характеристики приливных течений в заливе не изучены. Особенно неясна пространственная изменчивость приливных течений. Приливные течения и их воздействие на структуру вод вблизи залива исследовались в работе (Rogachev et al., 2000). Приливные течения в смежном заливе Академии исследовались в работе (Rogachev et al., 2008). Среднегодовой объем стока Амура составляет около 360 км³. На теплую часть года (с мая по октябрь) приходится около 90% годового стока (324 км³). Спутниковые наблюдения стока Амура указывают, что вода низкой солености, стекаю-

щая в Сахалинский залив, образует антициклонический вихрь. Наблюдения в других антициклонических вихрях устьев больших рек показывают, что такой вихрь может вмещать около 70% речного стока (Horner-Devine, 2006). Как следствие, это приводит к ослаблению речного потока прибрежным течением. Кроме того, эффективное время нахождения воды в вихре может составлять несколько дней, что связано с изменением циркуляции окружающих вод, изменением выноса загрязняющих, взвешенных и растворимых веществ в Охотское море. Вихрь содержит воду с относительно высокой температурой и низкой соленостью и плотностью. Спутниковые изображения дают представление о форме и размерах такого вихря, однако они не могут дать представление о его внутренней структуре и скорости потока в нем - особенно, если эта скорость меняется с глубиной так, как это имеет место в случае гравитационной циркуляции. Кроме того, само существование вихря и накопление им воды низкой солености означает значительное измене-

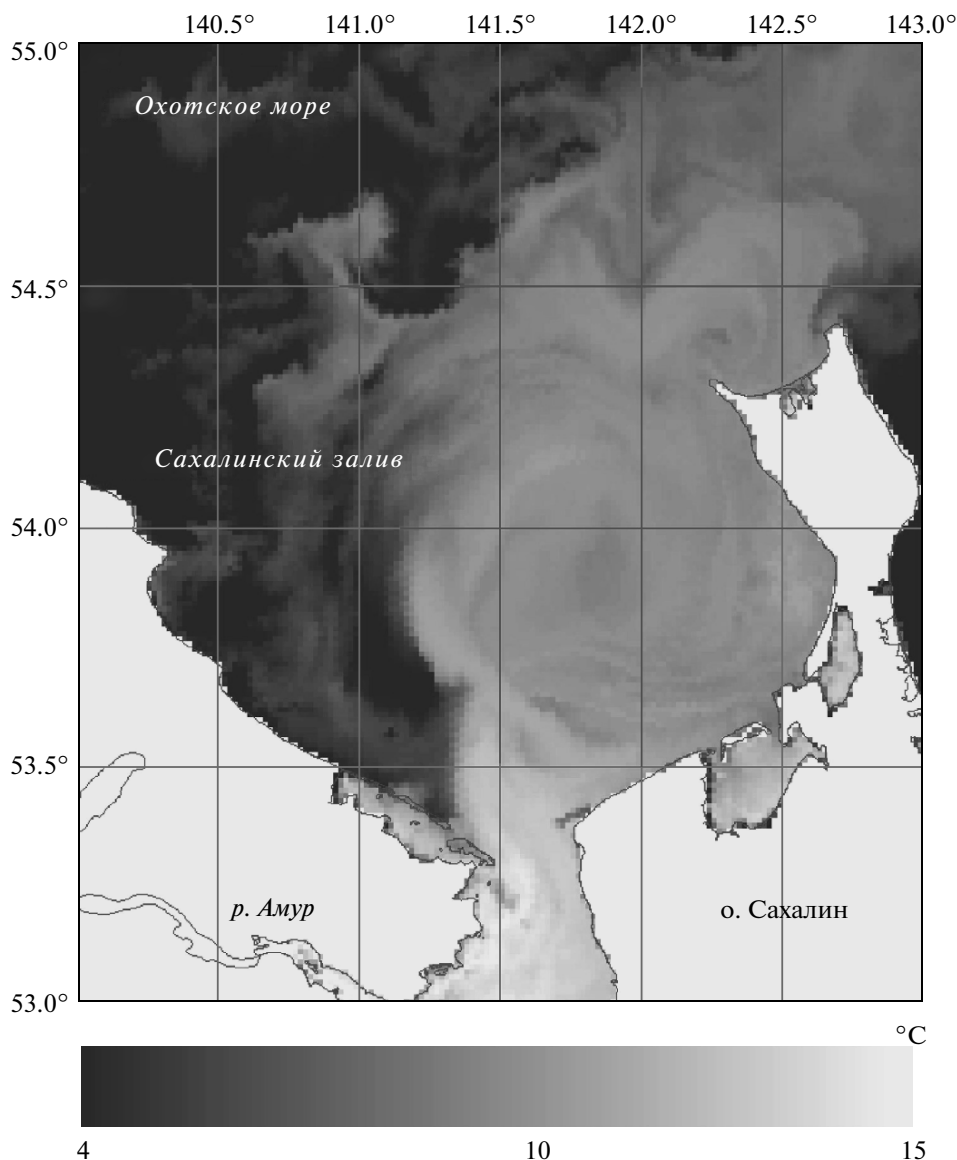


Рис. 1. Поле поверхностной температуры по данным спутника NOAA 16 июня 2009 г. Темный цвет соответствует холодной воде.

ние прибрежной циркуляции. Однако причины такого накопления пресной воды оставались неясными.

Учитывая значительный сток пресной воды р. Амур, залив можно рассматривать как эстуарий с сильным влиянием стока пресной воды. Поэтому можно полагать, что на течения в заливе большое влияние оказывает эстуарная (гравитационная) циркуляция. Действительно, океанографические наблюдения, выполненные в летнее время, указывают на сильную стратификацию и струю вод низкой солености, связанную со стоком Амура. Жабин И.А. с соавт. (Жабин и др., 2007) обнаружил поступление вод низкой солености в залив с антициклоническим характером циркуляции. В статье (Rogachev et al., 2008) авторы использовали

прямые измерения течений в смежном к Сахалинскому заливу – заливе Академии – и показали существование антициклонического вихря диаметром около 40 км в его южной части. Поскольку в залив Академии впадает две реки (Сыран и Ульбан), то его можно рассматривать как аналог Сахалинского залива. Спутниковые наблюдения, основанные на регулярных данных, принимаемых Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН, также выявили антициклонический вихрь в заливе. Траектория отдельных льдин позволила определить скорость течения на поверхности и период циркуляции воды в антициклоническом вихре залива Академии, которая составила около 3 дней.

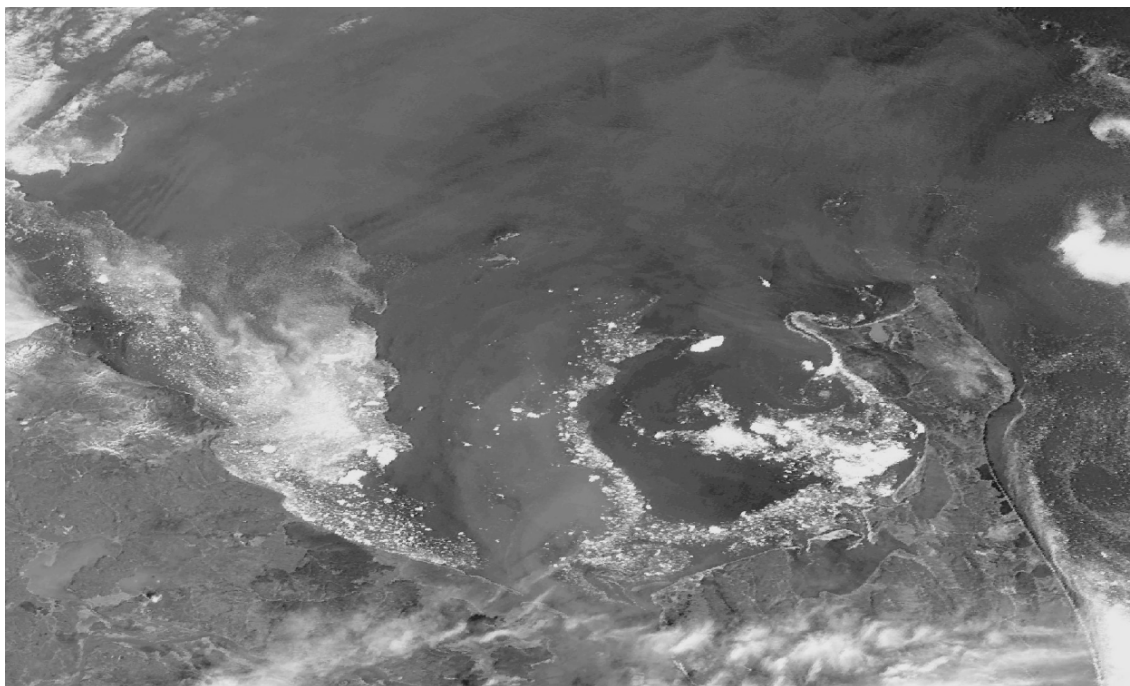


Рис. 2. Изображение Сахалинского залива, полученное спутником Aqua в 2002 г. (данные канала 1 MODIS/Aqua и MODIS/Terra с пространственным разрешением 250 м). Мутная вода р. Амур распространяется в западной части Сахалинского залива, формируя антициклоническую циркуляцию.

Вместе с тем экспериментальных исследований антициклонической циркуляции Сахалинского залива до сих пор не проводилось. В настоящей заметке мы представляем первые результаты измерений циркуляции вод, основанной на прямых и спутниковых наблюдениях. Результаты морских наблюдений сопоставляются с простой моделью, что позволяет установить природу циркуляции в заливе и оценить объем пресной воды, накапливаемой антициклоническим вихрем.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Спутниковые наблюдения включают изображения радиометра AVHRR (ИСЗ серии NOAA), предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (www.satellite.dvo.ru). Для отслеживания дрейфующего льда и траекторий отдельных льдин использовались данные канала 1 радиометра MODIS (пространственное разрешение 250 м.). Использовались изображения со спутников Aqua и Terra в формате Level-1B, свободно распространяемые через систему LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System). С помощью программного комплекса SeaDAS по этим изображениям были построены меркаторские проекции.

Для определения циркуляции вод использовались траектории дрейфтеров Argos, выставленных в заливе в апреле 2009 г. на припайный лед сотрудни-

ком Экологической компании Сахалина В.С. Тамбовским, и предоставленные Е.Н. Морозовым. Для построения траектории дрейфтеров мы располагали их ежечасным положением. Гидрологические данные включают наблюдения, сделанные Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН (ТОИ) в разные годы.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

На среднюю циркуляцию в заливе в теплый период года оказывает воздействие эстуарный обмен, вызванный речным стоком. Перенос массы такого эстуарного потока зависит от градиента плотности в эстуарии. Сток пресной воды и тающий лед поддерживают стратификацию в заливе. Вместе с тем приливное перемешивание в придонном слое разрушает эту стратификацию. В заливе наблюдается относительно высокая стратификация, вызванная потоком теплой воды на поверхности (рис. 1). В северо-западной части в залив поступает холодная и относительно соленая вода из глубокой части моря. В верхнем слое относительно теплая вода низкой солености распространялась на север. Струя теплых и мутных вод хорошо выделяется на спутниковых изображениях благодаря узкой полосе льда на ее восточной границе (рис. 2). На изображениях видимого канала спутника Aqua видна узкая полоса льда, которая ограничивает струю теплых вод и форми-

рует антициклоническую циркуляцию в Сахалинском заливе.

Три дрефтера Argos были установлены на припайный лед в Сахалинском заливе в апреле 2009 г. Все дрефтеры выявили антициклоническую циркуляцию (рис. 3а, 3б). Один из них (89999, рис. 3а) был захвачен этой циркуляцией и совершил несколько оборотов. Диаметр циркуляции для внутреннего дрефтера 89999 составил около 40 км. Однако остальные дрефтеры позволили оценить радиус антициклонического вихря величиной около 50 км. При этом время нахождения захваченного антициклонической циркуляцией дрефтера в пределах вихря составило около одного месяца.

Вертикальные профили солености показывают, что стратификация в Сахалинском заливе значительно выше, чем в окружающих водах. В Сахалинском заливе в верхнем слое толщиной около 7–10 м распространяется вода низкой солености ($S < 20$ епс) и плотности (менее 25 кг/м^3). При этом значения солености в придонном слое превышают соответствующие значения для смежного залива Академии. Это прямо указывает на проникновение холодной соленой воды из северной части моря в нижнем слое и на значительное влияние стока пресной воды.

Стоковый антициклонический вихрь имеет толщину около 7 м, соленость 7–15 епс, температуру 7–12°C. Резкий слой скачка отделяет эту воду от холодной (~–1.5°C) и соленой воды (~32 епс). Оценку скорости стока можно получить, зная площадь сечения и средний расход Амура.

Простая теория вихря стоковых вод, которые отделены от дна, предполагает, что момент импульса находится в балансе термического ветра. Особенно важно, что в случае формирования вихря, перенос пресной воды вдоль берега может быть ослаблен на 70% от величины речного стока. Перенос стока вдоль берега связывают с числом Россби $Ro = U/fW$, где U , W , f – средняя скорость, ширина стока и параметр Кориолиса. Число Россби для скорости потока 0.8 м/с и его ширины $W = 20$ км составляет 0.4. Для низких значений числа Россби основной перенос стоковых вод происходит вдоль берега. Такая концепция полагает, что начальная скорость стока U и его ширина устанавливают первоначальное положение вихря и его последующую динамику.

Определив радиус вихря по спутниковым данным, можно получить оценки профиля границы раздела h и объема вихря V_b . Объем выступа V_b можно оценить, полагая его параболом радиусом R и максимальной глубиной H

$$V_b = \frac{\pi R^2 H}{2}.$$

Задав $H = 7$ м и $R = 50$ км, получим $V_b = 28 \text{ км}^3$. Этот объем вырастает до 38 км^3 для глубины $H = 10$ м. Зная распределение солености, можно оценить эквивалентный объем пресной воды

$$V_{fw} = \int_0^\pi \int_0^R \int_0^H \frac{\Delta S}{S_0} dr dz d\theta.$$

Здесь H – максимальная глубина вихря, r – радиальная координата, R – максимальный радиус вихря. Аномалия солености определяется как $\Delta S = S_0 - S$, где окружающая вихрь соленость $S_0 = 33$ епс. Полагая постоянную соленость вихря глубиной 7 м $S = 13$ епс, получим эквивалентный объем пресной воды 17 км^3 . Для глубины 10 м объем пресной воды составит 23 км^3 . Приняв средний сток Амура $0.9 \text{ км}^3/\text{день}$, такой объем будет заполнен за 20 дней для глубины 7 м и 26 дней для глубины 10 м. Если сток составляет максимальную величину $30 \times 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$ (или $2.7 \text{ км}^3/\text{день}$), то заполнение будет за девять дней (для глубины вихря 10 м). Отметим, что время нахождения дрефтера в вихре составило около месяца. Поэтому, благодаря накоплению воды, вихрь удерживает и вмещает в себя значительную часть стока пресной воды Амура.

ОБСУЖДЕНИЕ

Основной парадигмой настоящей заметки является демонстрация накопления пресной воды антициклоническим вихрем. Такое накопление пресной воды является результатом сильной сезонной изменчивости расхода Восточно-сахалинского течения (ВСТ). Для того чтобы показать величину сезонного хода расхода ВСТ, мы рассмотрели экмановский перенос в Охотском море. ВСТ усиливается зимой с типичной скоростью около 40 см/с в декабре и почти исчезает летом. При этом южный поток воды, переносимой ВСТ, состоит из двух ядер – прибрежной струи и склонового потока на восточной границе шельфа. Накопление пресной воды в Сахалинском заливе приводит к изменению солености в южном потоке переносимых вод ВСТ. Поскольку межгодовая изменчивость ВСТ очень велика, это приводит к сильной межгодовой изменчивости солености в южной части Охотского моря (Рогачёв, Шлык, 2009). Понимание причин изменения солености важно в связи с изменением климата океана в регионе (Rogachev et al., 2007).

Наблюдения показывают, что стратификация в заливе определяется речным стоком и тающим льдом. Вместе с тем как в нижнем, так и в верхнем слое средние течения определяются гравитационной циркуляцией. Скорость течения гравитационной циркуляции меньше, чем скорость приливного течения или течения во время действия умеренного ветра. Однако гравитационная цир-

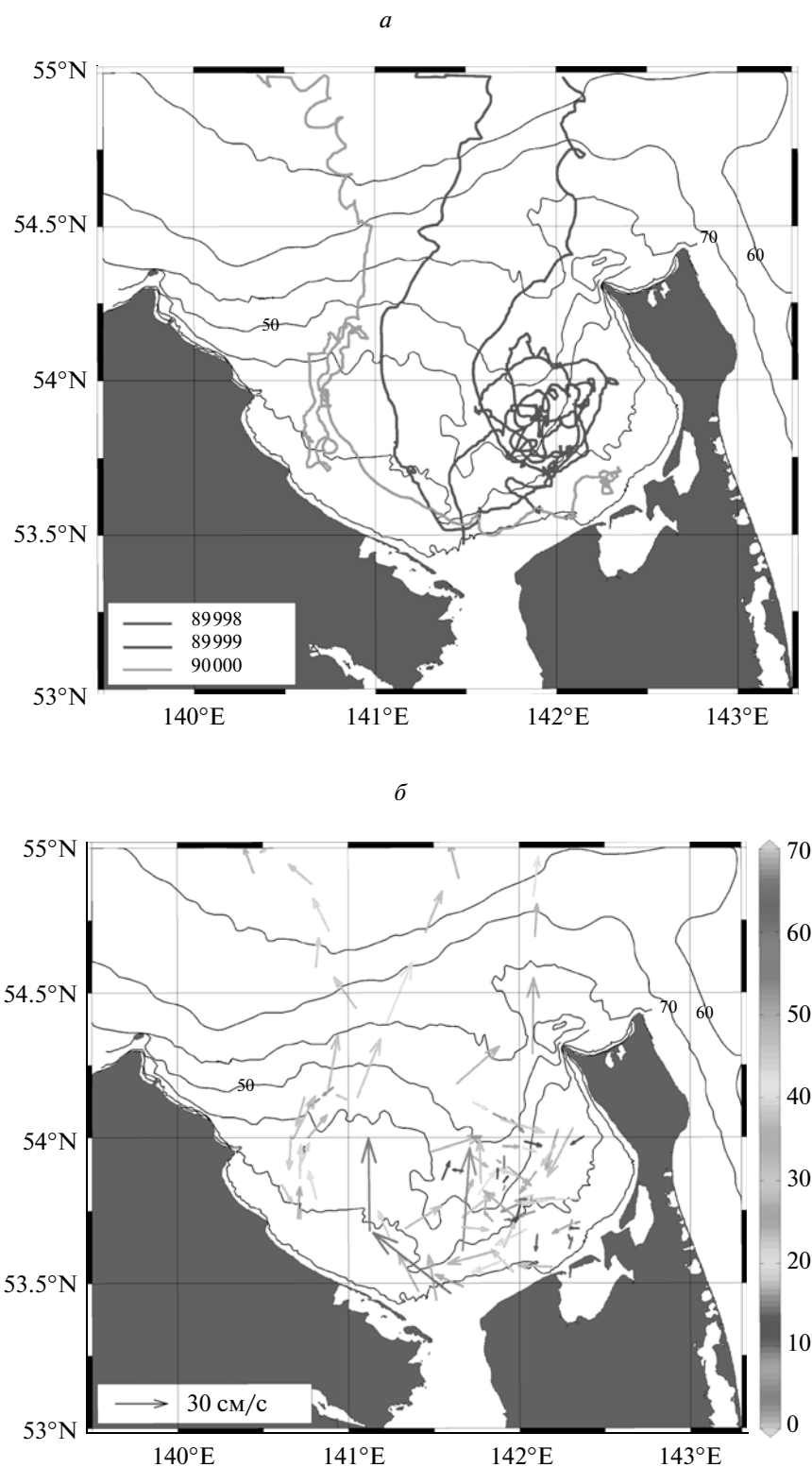


Рис. 3. *a* – Траектория дрейфтеров Argos в Сахалинском заливе в мае-июне 2009 г.; *б* – вектора среднесуточной скорости течения по данным дрейфтеров. Изобаты через 10 м.

куляция работает длительное время и поддерживается значительной разностью уровня между разными частями эстуария. Эстуарная или грави-

тационная циркуляция – это устойчивая средняя циркуляция, она представляет собой концепцию идеальной циркуляции. В реальности многие

другие факторы меняют гравитационную циркуляцию и создают разное распределение плотности и, тем самым, потока вод.

Трехмерная циркуляция в заливе может быть разделена на продольную компоненту (по оси залива), и поперечную. Продольная циркуляция важна для переноса взвеси, льда, планктона и соленой воды. Структура течений в области сильного влияния стока пресной воды является трехмерной (Fujiwara et al., 1997; Kasai et al., 2000). Поэтому поперечная структура течений важна так же, как и продольная циркуляция. Гравитационная циркуляция имеет двухслойную структуру. В нижнем слое поток направлен вверх по эстуарию, а в верхнем слое – вниз. Эта структура создана балансом между двумя компонентами продольного градиента давления – баротропного и бароклинного. Картина течений сильно зависит от числа Экмана E . Число Экмана, которое определяется в виде

$$E = \frac{A_z}{fH_0^2},$$

где H_0 – максимальная глубина, f – параметр Кориолиса, A_z – коэффициент вертикальной вязкости. Поскольку число Экмана сильно зависит от глубины, оно мало для больших значений H_0 . Выполняется следующее соотношение для числа Экмана и глубины слоя Экмана $d = \sqrt{2EH_0}$, а глубина Экмана d определена в виде $d = \sqrt{2A_z/f}$.

Для малых значений числа Экмана ($E < 0.01$) геострофический поток становится доминирующим. Поэтому поток в нижнем слое направлен вправо, а в верхнем слое – влево, если смотреть вверх на эстуарий. Для больших значений E поперечный поток в нижнем слое направлен влево, если смотреть вверх на эстуарий, а в верхнем слое – вправо. В результате поток в верхнем слое формирует антициклоническую циркуляцию.

С целью определения природы циркуляции мы рассмотрели аналитическую модель эстуария (Rogachev et al., 2008) и адаптировали ее для залива. Модель использует правостороннюю систему координат (x, y, z). Для создания циркуляции заданы продольный градиент плотности $\partial\rho/\partial x > 0$ и соответствующий продольный отрицательный наклон уровня $\partial\eta/\partial x < 0$. Вода стратифицирована по температуре и солености ($\partial\rho/\partial z < 0$). Наклон пикноклина направлен вверх и вправо, если смотреть на эстуарий. Одна причина такого распределения плотности связана с тем, что плотная вода распространяется вправо, а легкая вода в верхнем слое – влево. В этом случае наблюдается положительный поперечный градиент плотности ($\partial\rho/\partial y > 0$).

Результаты расчета течений получены для разных значений числа Экмана. Для $d = H/2$, $H = 20$ м,

значения параметра Кориолиса 10^{-4} с^{-1} , число Экмана $E = 0.125$, и $A_z = 5 \times 10^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Эти значения соответствуют мелкой части залива. В глубокой части залива число Экмана $E = 0.01$, что соответствует $H/d = 7$. Для значения $H = 28$ м, $d = 4$, коэффициент вертикальной вязкости $A_z = 8 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Значение горизонтального градиента плотности $\frac{\partial\rho}{\partial x}$ задано постоянным $10^{-4} \text{ кг м}^{-4}$.

Результаты расчета показывают, что в глубокой части залива в нижнем слое течение направлено к западному берегу, а в верхнем слое – в противоположную сторону. В мелкой части залива распределение скорости противоположное. В нижнем слое течение направлено от берега, а в верхнем слое – к берегу. Поэтому в верхнем слое залива формируется антициклоническая циркуляция. Следовательно, антициклоническая циркуляция в верхнем слое, хорошо выраженная на спутниковых изображениях, является результатом гравитационной циркуляции в заливе. Накопление пресной воды антициклоническим вихрем в Сахалинском заливе является результатом сезонной изменчивости расхода ВСТ, вызванной сезонным ходом поля ветра в Охотском море.

Авторы признательны Е.Н. Морозову (Экологическая компания Сахалина) за любезно предоставленные данные наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жабин И.А., Дубина В.А., Некрасов Д.А., Дударев О.В. Особенности структуры зоны смещения речных и морских вод вблизи реки Амур по данным спутниковых и гидрологических измерений // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 5. С. 61–70.
- Рогачёв К.А., Шлык Н.В. Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойясио // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С 814–819.
- Horner-Devine A.R. The bulge circulation in the Columbia River plume // Continental Shelf Res. 2009. V. 29. P. 234–251.
- Fujiwara T., Fukui S., Sanford L.P., Nakatsuji K., Sugiyama Y. Anticyclonic circulation driven by the estuarine circulation in a gulf type ROFI // J. Mar. Sys. 1997. V. 12. P. 83–99.
- Kasai A., Hill A.E., Fujiwara T., Simpson J.H. Effect of the Earth's rotation on the circulation in regions of freshwater influence // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C7. P. 16961–16969.
- Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G. Bowhead whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk // Continental Shelf Res. 2008. V. 28. P. 1811–1826.
- Rogachev K.A., Carmack E.C., Salomatin A.S. Strong tidal mixing and ventilation of cold intermediate water at Kashevarov Bank, Sea of Okhotsk // J. Oceanogr. 2000. V. 56. № 4. P. 439–447.
- Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C. The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // Deep-Sea Res. II. 2007. V. 54. № 23–26. P. 2643–2656.

Anticyclonic Circulation in the Sakhalin Bay, Sea of Okhotsk Determined from Satellite Data

K. A. Rogachev, N. V. Shlyk

Pacific Oceanological Institute, Far-Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Water circulation in the Sakhalin Bay was investigated on the basis of joint analysis of satellite and oceanographic observations. The data of visible channel of AVHRR and MODIS radiometers (NOAA, Aqua and Terra satellites), with a resolution of 250 m were used. Automated processing of satellite data was done using software developed at the Center for collective use of regional satellite monitoring of the environment FEB RAS. These observations have allowed to establish the anticyclonic circulation in the upper bay and to determine the velocity of flow at the surface. Satellite data, together with observations of the drifting buoys Argos revealed anticyclonic circulation in the Gulf at the surface. Based on these observations, it is concluded that the circulation is estuarine.

Keywords: Sakhalin Bay, Sea of Okhotsk

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА
ИЗМЕНЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ И СОСТОЯНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО
ПОКРОВА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ
В КОНЦЕ XX–НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

© 2011 г. Е. А. Черенкова

Учреждение Российской академии наук Институт географии РАН, Москва

E-mail: lcherenkova@marketresearch.ru

Поступила в редакцию 17.09.2010 г.

В статье исследовано изменение индекса почвенной влаги SWI и нормированного разностного вегетационного индекса NDVI по данным дистанционного зондирования (ДЗ) ежемесячно с мая по сентябрь в период 1992–2006 гг. в степных и полупустынных ландшафтах юга Европейской России. Определены и изучены периоды пониженного/повышенного влагосодержания почвы и состояния растительного покрова “ниже”/“выше” нормы относительно среднесезонных значений. Показано, что пространственное и временное распределение аномалий индекса почвенной влаги хорошо согласуется по знаку с аномалиями нормированного разностного вегетационного индекса. Проанализирована корреляционная взаимосвязь вегетационного индекса и индекса почвенной влаги для степной и полупустынной ландшафтной зоны.

Ключевые слова: аномалия, индекс почвенной влаги, нормированный разностный вегетационный индекс, спутниковые данные

ВВЕДЕНИЕ

Основное влияние на состояние растительного покрова оказывают выпадающие осадки. Однако и влажность почвы вносит свой вклад в фотосинтез растений, влияет на интенсивность вегетационного процесса. Наблюдения за влажностью почв на территории России проводятся сетью агрометеорологических станций на локальных территориях. Проблема мониторинга содержания влаги в почве в районах неустойчивого увлажнения была и остается актуальной, особенно в современной ситуации изменяющегося климата, когда влажные годы чередуются с засушливыми периодами и участившимися на юге Европейской России засухами (Золотокрылин, Виноградова, 2010; Черенкова, Кононова, 2009).

С конца XX в., когда появились полученные с помощью методов дистанционного зондирования (ДЗ) архивы данных влажности почв и состояния растительного покрова, разрабатываются и дискутируются методологические аспекты применения таких данных (Барталев и др., 2004; Vartalis et al., 2006; Crow, Ryu, 2009; Kerr et al., 2001; Pinzon et al., 2005; Scipal et al., 2005; Tucker et al., 2005; Wagner et al., 1999). Использование спутниковых данных имеет очевидное достоинство, заключающееся в широте охвата территории наблюдениями, частоте, однородности и высоком пространственном разрешении измерений. Ши-

рокие возможности открывает спутниковый мониторинг с.-х. угодий (Барталев и др., 2005).

Но есть и недостатки, которые ограничивают применение архивов: небольшой временной интервал наблюдения, проблематичность корректного сопоставления абсолютных значений спутниковых и наземных данных по причине несовпадения методов, единиц измерения и ограниченности территории наземных измерений. Многие авторы отмечают, что спутниковые данные влажности почв, демонстрируя хорошую пространственную корреляцию с наземными данными, в большинстве случаев имеют тенденцию завышать значения по сравнению с измерениями на поверхности (Albergel et al., 2009; Gruhier et al., 2010; Naeimi et al., 2009; Njoku et al., 2003; Sinclair, Pegram, 2010; Vischel et al., 2008; Wagner et al., 2008; Zhao et al., 2008). Дополнительную проблему создает нелинейность разности значений спутниковых и наземных данных в разных точках земного шара. Отмечается сложность задачи точной интерпретации изменчивости наблюдаемых данных и спутниковых индексов NDVI и SWI из-за невозможности разграничить все особенности взаимодействия между растительностью, климатом и гидрологическими свойствами почвы, присутствующими в спутниковых измерениях (Adegoke, Carleton, 2001).

Цель статьи – исследование изменения влажности почвы и состояния растительного покрова

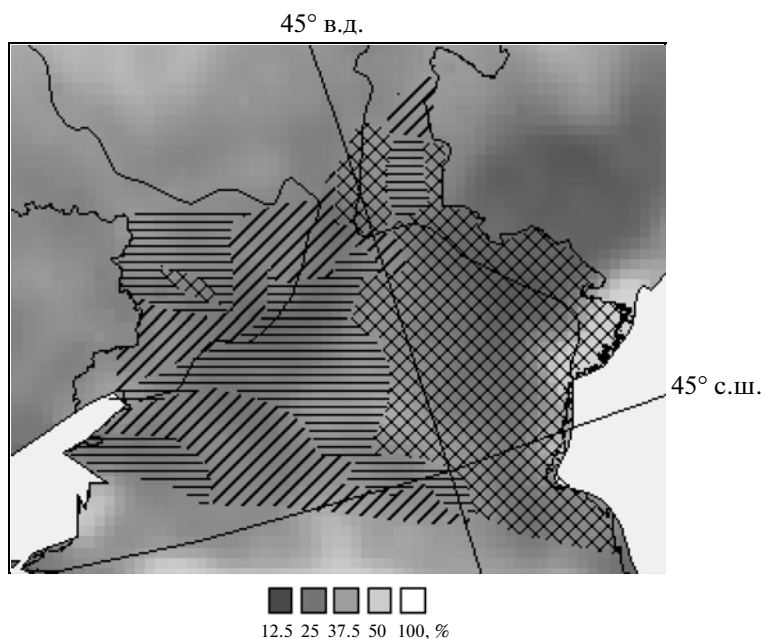


Рис. 1. Агрогидрологические районы юга Европейской России: почвы ▨ – умеренного, ▨ – слабого и ▨ – очень слабого весеннего промачивания. Пространственное распределение в мае средних многолетних значений индекса почвенной влаги SWI (%) показано градациями серого цвета.

на основании данных, полученных со спутников, а также определение и анализ тесноты связи изменения почвенной влажности и состояния растительного покрова.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились на равнинной территории юга Европейской России, где преобладают сухие степи на каштановых почвах, опустыненные степи на светло-каштановых почвах, северные пустыни на бурых почвах и с.-х. земли на их месте (Сафронова, 2002). В соответствии с картами наземных экосистем Северной Евразии и растительности России, разработанными в Институте космических исследований РАН (ИКИ) (http://smisw-ww.iki.rssi.ru/files/presentations/iki_2010/bartalev_s_ik_i_2010.pdf), на этой территории доминируют засухоустойчивые многолетние дерновинные злаки (ковыль, типчак, полынь, житняк и др.), встречаются разнообразные виды степных кустарников, полукустарников и короткоцветущих эфемероидов и эфемеров (Барталев и др., 2010).

Согласно агрогидрологическому районированию почв Европейской части СССР, учитывающему зональность почв и растительности, а также характеристики почвы, на юге Европейской России присутствуют типы режима влажности почв, для которых характерно очень слабое, слабое и умеренное весеннее промачивание. Максимальные запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы наблюдаются весной и варьируются в зависимости от типа

режима влажности: для почв очень слабого весеннего промачивания (ОСВП) – 110–120 мм, слабого весеннего промачивания (СВП) – 130–145 мм и умеренного весеннего промачивания (УВП) – 150 мм (рис. 1). Минимальные запасы продуктивной влаги присущи летнему сезону и изменяются в интервале 10–30 мм, 25–50 мм и 50–60 мм для почв ОСВП, СВП и УВП соответственно (Кельчевская, 1983).

В данной статье изменения влажности почв на юге Европейской России в период с мая по сентябрь анализировались с помощью архива значений SWI (Soil Water Index) (спутникового индекса почвенной влаги) Технологического института Вены (Австрия), доступного через Интернет (<http://www.ipf.tuwien.ac.at/radar>). Использована двухслойная модель TU-Wien, где первый слой (слой 1) представлен данными влажности почвы на поверхности, полученными на основе дистанционных материалов, содержащих информацию о коэффициентах обратного рассеяния радиометров, установленных на спутниках ERS-1 и ERS-2. Данные слоя 1 были приведены к единому углу наклона 40° и пересчитаны в относительные единицы (%) с учетом зависимости особенностей условий увлажнения почвы от географического местоположения. Данные слоя 2, представленные индексом почвенной влаги SWI, получены с применением экспоненциальной функции к данным влажности почвы на поверхности и показывают содержание воды в процентах в почвенной толще глубиной до 1 м. Архивные данные индекса имеют пространствен-

ное разрешение 12.5×12.5 км с временным шагом в декаду с 1992 по 2006 гг., исключая 2001–2003 гг., когда по причинам технической неисправности спутника измерения не проводились. Методология подготовки данных Технологическим институтом Вены более подробно описана в документе http://www.ipf.tuwien.ac.at/radar/ascats/product_sheets/TUW_ESCAT_SSM_W50_product_sheet.pdf.

Для анализа состояния растительного покрова на засушливых землях (ниже нормы, выше нормы) в работе использовались двухкомпонентный набор данных GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) интегрированного индикатора активности растений – нормированного разностного вегетационного индекса (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index), характеризующего плотность и запасы зеленой фитомассы (<http://gis-lab.info/qa/gimms.html>). Во многих работах (Золотокрылин и др., 2000; Kogan, 1987; Kogan, 1997; Tucker et al., 1985; Tucker, Sellers, 1986) отмечено, что NDVI имеет высокую чувствительность к осадкам и коррелирует с запасами наземной фитомассы.

Вычисление NDVI основано на различном отражении радиационных потоков растительным покровом в видимом (канал K1, 0.58–0.68 мкм) и ближнем инфракрасном (ИК) диапазонах (канал K2, 0.72–1.1 мкм). Образование хлорофилла вызывает поглощение радиации листьями в диапазоне K1 и отражения в диапазоне K2. Для вычисления NDVI используется комбинация обоих диапазонов:

$$NDVI = (K2 - K1)/(K2 + K1). \quad (1)$$

Данные получены с помощью радиометра высокого разрешения AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), имеют пространственное разрешение $0.07^\circ \times 0.07^\circ$ и представлены наборами двух композитов: первый – с 1-го по 15-е числа месяца, второй – с 16-го – по конец месяца (Tucker et al., 2004).

В статье анализируются отклонения от средних значений измеренных данных. Среднегодовые значения индексов SWI и NDVI для каждого месяца (с мая по сентябрь) каждого года за период 1992–2006 гг. получены осреднением исходных данных архивов. Отклонение значений SWI и NDVI от средних многолетних в положительную сторону (положительная аномалия) трактуется в статье как повышенное почвенное увлажнение (по данным SWI) и состояние растительного покрова “выше” нормы (по данным NDVI). Аналогичное отклонение в отрицательную сторону (отрицательная аномалия) означает пониженное почвенное увлажнение (по данным SWI) и ситуацию для фитомассы “ниже” нормы (по данным NDVI). Выход аномалии за величину стандартного отклонения рассматривается как наступление экстремального события. Было про-

ведено сопоставление периодов экстремальных условий почвенного увлажнения с официальной статистикой урожайности зерновых и зернобобовых культур (<http://www.gks.ru>).

Определение периодов с условиями повышенного/пониженного почвенного увлажнения на юге Европейской России осуществлялось по следующей схеме. Каждый месяц с мая по сентябрь каждого года периода 1992–2006 гг. по знаку преобладающей на территории аномалии индекса SWI был охарактеризован либо как месяц с условиями повышенного, либо как месяц с условиями пониженного влагосодержания почвы. Каждый год периода 1992–2006 гг. был отнесен в группу лет с условиями повышенного почвенного увлажнения, если с мая по сентябрь преобладали положительные аномалии индекса, и в группу с условиями пониженного почвенного увлажнения, если с мая по сентябрь доминировали отрицательные аномалии SWI. В процессе формирования и роста растения определяющую роль играют условия увлажнения в начале вегетации. Устойчивый переход среднесуточной температуры через 10°C в сторону ее повышения считается в агроклиматологии началом сезона активной вегетации. Обычно рассчитывается среднемноголетняя дата этого перехода. По данным климатологических справочников, устойчивый переход температуры через 10°C происходит в последнюю декаду апреля в Калмыкии, Астраханской обл., в Ставропольском и Краснодарском краях, в южной части Волгоградской обл. Севернее этих территорий переход сдвигается на даты первой-второй декад мая. Начальная фаза сезона активной вегетации в самых южных районах исследуемой территории – это май и в первая декада июня, а в более северных – вторая половина мая и июнь. Поэтому в случае, если в мае и июне на юге Европейской России наблюдалось пониженное влагосодержание почвы, а с июля по сентябрь – повышенное, то год был определен в группу лет с условиями пониженного почвенного увлажнения. Аналогичная процедура на основе оценки знака аномалий вегетационного индекса NDVI была проделана для определения периодов с состоянием растительного покрова выше/ниже нормы.

На основании рассчитанных значений аномалий в узлах сетки были построены парные карты изолиний, характеризующих пространственное распределение значений выше и ниже нормы индекса почвенной влаги и индекса вегетации на исследуемой территории для каждого месяца вегетационного сезона каждого года периода с 1992 по 2006 гг. Карты построены в среде ГИС MapInfo.

Ранее было установлено, что более тесная корреляционная зависимость NDVI и наблюдений метеостанций за влажностью почвы получается, если вегетационный индекс отстает на срок до

Знаки аномалий NDVI и SWI на юге Европейской России с мая по сентябрь в период 1992–2006 гг.: 1 – полностью совпадают; 2 – совпадают в большинстве узлов сетки; 3 – не совпадают в большинстве узлов сетки; 4 – полностью не совпадают

Знаки аномалий	Степная зона		Полупустынная зона	
	севернее 47.5° с.ш.	южнее 47.5° с.ш.	севернее 47.5° с.ш.	южнее 47.5° с.ш.
	число случаев			
1	19	25	27	23
2	25	29	23	30
3	13	6	7	7
4	3	–	3	–

восемью неделями по отношению к наземным данным почвенной влажности (Adegoke, Carleton, 2001). Для проверки этой гипотезы на данных спутниковых индексов для территории юга Европейской России была вычислена корреляция между временными рядами вегетационного индекса в июне–сентябре и взятыми с задержкой в один месяц данными индекса почвенной влаги.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование аномалий индекса почвенной влаги SWI и вегетационного индекса NDVI позволило выявить следующее. В вегетационный период с 1992 по 2006 гг. (за исключением 2001–2003 гг.) условия повышенного почвенного увлажнения на юге Европейской России наблюдались в 1992, 1993, 1997, 2000, 2004 гг. К годам с преобладающими в сезон вегетации условиями пониженного увлажнения почвы можно отнести 1994, 1995, 1996, 1998, 1999, 2005 и 2006 гг. Эти периоды соответствуют периодам, когда состояние растительного покрова оценивалось по отклонениям значений NDVI как выше и ниже нормы. Как видим, в рассмотренный период чередовались группировки сухих и влажных лет, а условия пониженного влагосодержания почвы и состояния растительного покрова ниже нормы встречались чаще во второй половине рассмотренного периода с учетом того, что пропущенные 2001 и 2003 г. можно отнести к годам с засушливыми условиями на юге Европейской России (Глушко, Лобанова, 2010).

Динамика аномалий индексов почвенной влаги и вегетации за каждый месяц в течение рассматриваемого периода также имеет близкие тенденции. В мае группировка лет засушливого периода 1996–1999 гг. сменилась годами с влажными условиями (рис. 2а). Такое изменение условий увлажнения сказалось на уменьшении частоты майских засух на исследуемой территории в начале XXI в. (Золотокрылин, Виноградова, 2010). В

июне, июле и августе на протяжении всего рассмотренного периода преобладали отрицательные аномалии индекса почвенной влаги и вегетационного индекса, причем во второй половине периода условия недостаточного почвенного увлажнения и состояния зеленой фитомассы “ниже” нормы стали отмечаться чаще (рис. 2б, 2в). Эти периоды хорошо согласуются с периодами возникновения опасной атмосферной засухи, очаги которой наблюдаются на территории юга Европейской России, как правило, с конца июня по первую половину августа (Черенкова, 2007). В сентябре положительные и отрицательные аномалии индексов почвенной влаги и вегетации равномерно чередовались на протяжении всего периода. Небольшие отличия в знаке аномалий индексов в мае, июне и сентябре можно объяснить тем, что динамика зеленой фитомассы зависит не только от условий влажности почвы, но и от других факторов, таких как изменения осадков, температуры, атмосферной влажности, радиационного баланса и других климатических показателей, оценка влияния которых требует отдельного исследования.

Сравнительный анализ карт изолиний, иллюстрирующих пространственное распределение положительных и отрицательных аномалий SWI и NDVI, выявил хорошую согласованность в знаке аномалий обоих индексов в большинстве рассмотренных случаев. Как видно из таблицы, в степной и полупустынной зоне юга Европейской России преобладали ситуации полного совпадения и совпадения в большинстве узлов сетки знаков аномалий индексов SWI и NDVI. Заметим, что если в течение месяца в период 1992 по 2006 г. на юге Европейской России одновременно соседствовали аномалии разного знака, то, как правило, аномалии одного знака располагались на территории южнее 47.5° с.ш., а другого знака – севернее 47.5° с.ш. (например, как на рис. 3).

В процессе исследования было установлено, что динамика числа положительных экстремумов ин-

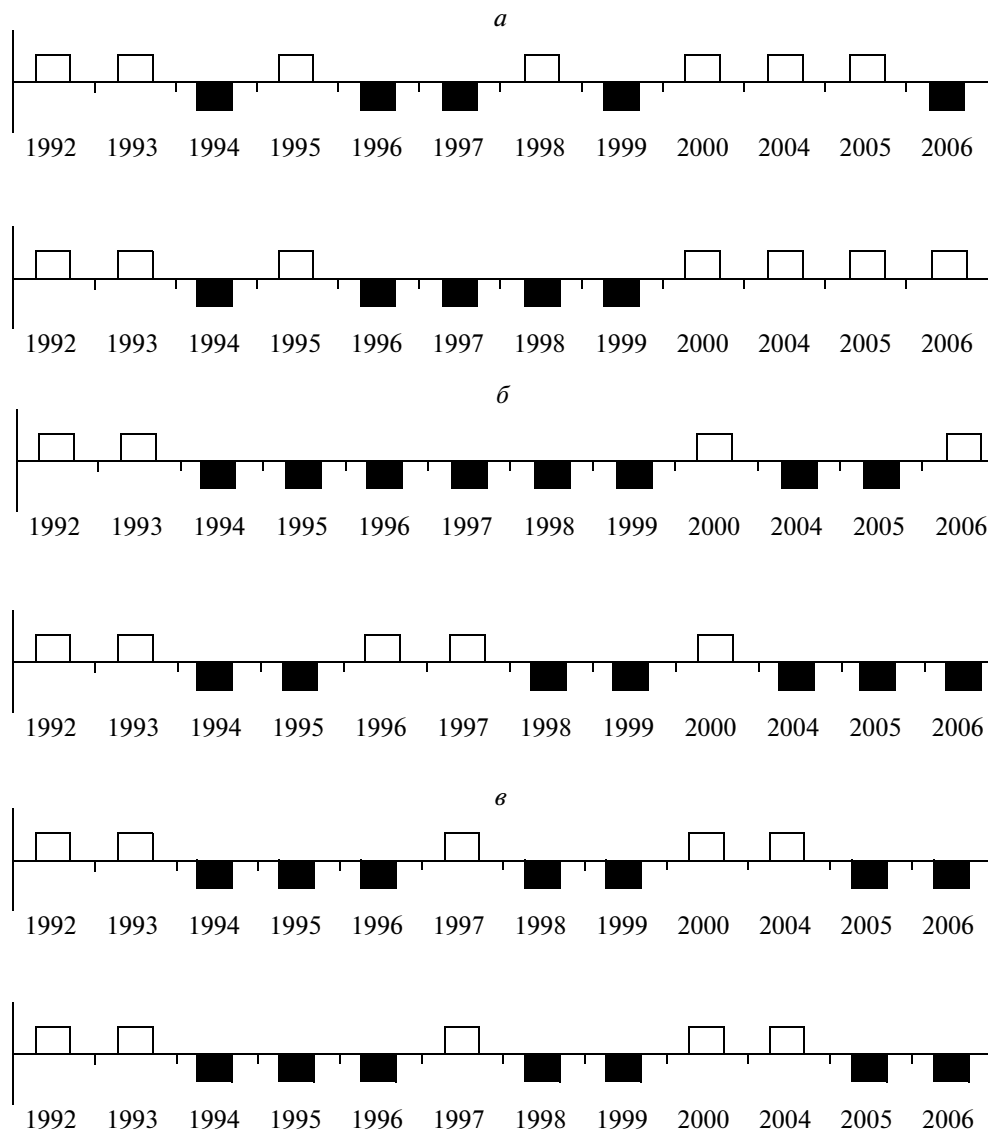


Рис. 2. Изменение аномалий индексов SWI и NDVI: *a* – в мае, *б* – июне и *в* – июле на юге Европейской России в период 1992–2006 гг. Положительные аномалии показаны белым цветом, отрицательные – черным цветом.

декса почвенной влаги и урожайности зерновых и зернобобовых культур (в центнерах с гектара) в Ростовской, Волгоградской, Астраханской обл. и республике Калмыкия имеет схожую структуру: урожайность повышается в годы экстремального переувлажнения почвы в сезон вегетации. Увеличение урожайности зерновых и зернобобовых культур и числа положительных экстремумов SWI наблюдалось в 1993, 1997, 2004 и 2005 гг. Максимальные коэффициенты корреляции выявлены при сравнении урожайности и числа положительных экстремумов SWI с мая по июль: 0.81 – на территории Калмыкии, 0.88 – в Астраханской обл., 0.55 – в Ростовской обл. и 0.61 – в Волгоградской обл.

Наибольшая теснота связи между временными рядами индексов SWI и NDVI в период 1992–2006 гг.

на юге Европейской России отмечалась в зоне степей в августе и сентябре, а в зоне полупустынь – в июне и сентябре. В мае корреляция рядов SWI и NDVI была незначимой практически во всей степной зоне, а в полупустынных ландшафтах значимые коэффициенты корреляции (от 0.53 до 0.7) между индексами наблюдалась в центре зоны (в полосе, ограниченной 46°–48° с.ш.). В июне значения корреляционной зависимости между SWI и NDVI возросли до статистически значимых на юге степной зоны (0.51–0.71) и почти на всей территории полупустынной зоны (0.61–0.81). В июле в степях территория, где имели место значимые коэффициенты корреляции (0.53–0.82 на северо-востоке зоны и 0.53–0.73 на юге и западе зоны), увеличилась, в полупустыне территория значимых коэф-

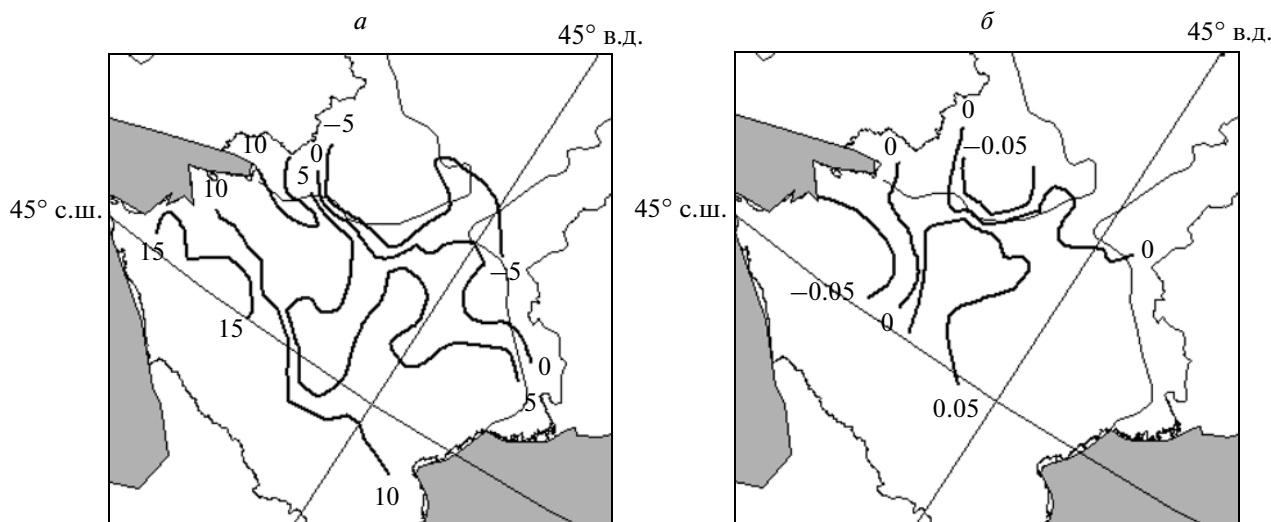


Рис. 3. Аномалии индексов: а – SWI и б – NDVI в июле 1992 г.

коэффициентов корреляции между индексами (0.52–0.86) осталась прежней, но сами значения немного уменьшились. В августе значимые коэффициенты корреляции отмечены практически на всей территории степной (0.5–0.85) и полупустынной (0.54–0.91) зоны, средний по зоне коэффициент корреляции в полупустыне было наибольшим. В сентябре в степях район и величины коэффициентов значимой корреляции (0.54–0.83) уменьшились, а значения корреляционной зависимости в полупустынных ландшафтах по-прежнему были статистически значимыми почти на всей территории зоны. При рассмотрении рядов индекса почвенной влаги и взятого с задержкой в один месяц вегетационного индекса оказалось, что теснота связи между индексами увеличивается только июне и июле для территории степной зоны и уменьшается в полупустыне во все рассмотренные месяцы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ аномалий спутниковых индексов: индекса почвенной влаги (SWI) и индикатора активности растений – нормированного разностного вегетационного индекса (NDVI) на юге Европейской России с мая по сентябрь в период 1992 по 2006 гг. позволил сделать следующие выводы:

- пространственное распределение знаков аномалий (как положительного, так и отрицательного) обоих спутниковых индексов хорошо согласовано;

- изменения аномалий индексов почвенной влаги SWI и индекса вегетации NDVI имеют сходные тенденции;

- во второй половине периода 1992–2006 гг. условия пониженного влагосодержания почвы и состояние зеленой фитомассы ниже нормы наблюдались чаще;

- установлено, что в мае–июне теснота связи между индексами была больше в полупустыне, чем в степной зоне;

- в степной зоне территория со значимыми коэффициентами корреляции рядов вегетационного индекса и индекса почвенной влаги увеличивалась от мая к сентябрю.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 12 (проект № 13).

Автор выражает признательность проф. А.Н. Золотокрылину за консультативную помощь и Т.Б. Титковой за предоставленные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барталев С.А., Егоров В.А., Еришов Д.В., Исаев А.С., Лурия Е.А., Плотников Д.Е., Уваров И.А. Новая карта растительного покрова России // Восьмая всерос. откр. ежегод. конф. “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. Москва. 15–19 ноября 2010. М.: ИКИ РАН, 2010. С. 7–8.

Барталев С.А., Егоров В.А., Ильин В.О., Лурия Е.А. Синтез улучшенных сезонных изображений Северной Евразии для картографирования и мониторинга динамики растительности по данным SPOT-Vegetation // Дистанционное зондирование поверхности Земли и атмосферы. Иркутск: ИСЗФ СО РАН, 2004. Вып. 5. С. 12–14.

Барталев С.А., Лурия Е.А., Нейштадт И.А., Савин И.Ю. Дистанционная оценка параметров сельскохозяйственных земель по спутниковым данным спектрорадиометра MODIS // Современные проблемы дистан-

- ционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2005. С. 228–236.
- Глушко А.Я., Лобанова С.В. Опасные последствия засух для земель сельхозназначения юга России // Сб. научн. тр. СевКавГТУ. Серия естественнонаучная. 2010. Вып. 6. С. 164–167.
- Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В. Динамика засухи на Юго-востоке Европейской России в конце XX–начале XXI веков по спутниковым данным. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. С.-П.: Гидрометеиздат, 2010. Т. XXIII. С. 128–137.
- Золотокрылин А.Н., Коняев К.В., Титкова Т.Б. Зависимость между аномалиями индекса вегетации и аномалиями месячных сумм осадков в зоне умеренного и недостаточного увлажнения // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 6. С. 74–78.
- Кельчевская Л.С. Влажность почв Европейской части СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 183 с.
- Сафронова И.Н. Фитоэкологическое картографирование Северного Прикаспия. Геоботаническое картографирование 2001–2002. СПб, 2002. С. 44–65.
- Черенкова Е.А. Динамика опасной атмосферной засухи в Европейской России // Метеорология и гидрология. 2007. № 11. С. 14–25.
- Черенкова Е.А., Кононова Н.К. Связь опасных атмосферных засух в Европейской России в XX веке с макроциркуляционными процессами // Изв. РАН. Серия географическая. 2009. № 1. С. 73–82.
- Adegoke J.O., Carleton A.M. Relations between soil moisture and satellite vegetation indices in the U.S. Corn Belt // J. Hydrometeorol. 2002. V. 8. P. 395–405.
- Albergel C., Roudiger C., Carrer D., Calvet J.-C., Fritz N., Naeimi V., Bartalis Z., Hasenauer S. An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2009. V. 13. P. 115–124.
- Bartalis Z., Scipal K., Wagner W. Azimuthal anisotropy of scatterometer measurements over land // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2006. V. 44. № 8. P. 2083–2092.
- Crow W. T., Ryu D. A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2009. V. 13. P. 1–16.
- Gruhier C., de Rosnay P., Hasenauer S., Holmes T., de Jeu R., Kerr Y., Mougin E., Njoku E., Timouk F., Wagner W., Zribi M. Soil moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2010. V. 14. P. 141–156.
- Kogan F.N. Vegetation index for areal analysis of crop conditions // Proc. 18th Conf. on Agricult. and Forest Meteorol. 1987. Amer. Meteorol. Soc. West Lafayette (IN). P. 103–106.
- Kogan F.N. Global Drought Watch from Space // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1997. V. 78. P. 621–636.
- Kerr Y., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Martinuzzi J.-M., Font J., Berger M. Soil moisture retrieval from space: The soil moisture and ocean salinity mission (SMOS) // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2001. V. 39. P. 1729–1735.
- Naeimi V., Bartalis Z., Wagner W. ASCAT soil moisture: An assessment of the data quality and consistency with the ERS scatterometer heritage // J. Hydrometeorol. 2009. V. 10. P. 555–563.
- Njoku E., Jackson T., Lakshmi V., Chan T., Nghiem S. Soil moisture retrieval from AMSR-E // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2003. V. 41. P. 215–229.
- Pinzon J., Brown, M.E., Tucker C.J. Satellite time series correction of orbital drift artifacts using empirical mode decomposition / Eds: N. Huang // Hilbert-Huang Transform: Introduction and Applications. 2005. P. 167–186.
- Scipal K., Scheffler C., Wagner W. Soil moisture-runoff relation at the catchment scale as observed with coarse resolution microwave remote sensing // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2005. V. 9. P. 173–183.
- Sinclair S., Pegram G.G.S. A comparison of ASCAT and modelled soil moisture over South Africa, using TOPKAPI in land surface mode // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2010. V. 14. P. 613–626.
- Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E. Global Inventory Modeling and Mapping Studies, NA94apr15b.n11-VIg, 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, 04/15/1994. 2004.
- Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E., Slayback D.A., Pak E.W., Mahoney R., Vermote E.F., El Saleous N. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data // Int. J. Rem. Sens. 2005. V. 26. P. 4485–4498.
- Tucker C.G., Sellers P.G. Satellite remote sensing of primary production // Int. J. Rem. Sens. 1986. V. 7. P. 1395–1416.
- Tucker C.G., Vanpraet C.L., Sharman M.J., Van Ittersum G. Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the Senegalise Sahel: 1980–1984 // Rem. Sens. Env. 1985. V. 17. P. 233–249.
- Vischel T., Pegram G.G.S., Sinclair S., Wagner W., Bartsch A. Comparison of soil moisture fields estimated by catchment modelling and remote sensing: a case study in South Africa // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2008. V. 12. P. 751–767.
- Wagner W., Lemoine G., Rott H. A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data // Rem. Sens. Env. 1999. V. 70. P. 191–207.
- Wagner W., Pathe C., Doubkova M., Sabel D., Bartsch A., Hasenauer S., Blöschl G., Scipal K., Martinez-Fernandez J., Low A. Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) // Sensors. 2008. V. 8. № 2. P. 1174–1197.
- Zhao D., Kuenzer C., Fu C., Wagner W. Evaluation of the ERS Scatterometer-Derived Soil Water Index to Monitor Water Availability and Precipitation Distribution at Three Different Scales in China // J. Hydrometeorol. 2008. V. 9. P. 549–562.

Using of Satellite Observations for Analysis of Change of Soil Moisture and Vegetation of the Southern European Russia in the End of XX–Beginning of XXI Century

E. A. Cherenkova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

In paper a change of Soil Moisture Index (SWI) and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) was investigated using satellite observations in steppe and semi-desert landscapes of the southern European Russia every month from May to September in the period 1992–2006. The periods of low/high soil moistening and a condition of a vegetative cover as “below”/“above” mean annual values were identified and studied. It is shown that the spatial and temporal distribution of deviations of the SWI is consistent in sign with the deviations of NDVI. Correlation between a NDVI and SWI for a steppe and semidesert landscape zone were analyzed.

Keywords: anomaly, SMI, NDVI, satellite observations