

<b>Название журнала</b>	<b>ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА</b>					
<b>Издательство</b>	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"					
<b>Сведения о переименовании и переводе</b>	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>					
<b>Год выпуска</b>	<b>2011</b>	<b>Том</b>		<b>Номер выпуска</b>	<b>2</b>	
	<b>Название статьи</b>				<b>Страницы</b>	<b>Цит.</b>
	<b>К 50-ЛЕТИЮ ПЕРВОГО ПОЛЕТА ЧЕЛОВЕКА В КОСМОС. НАБЛЮДЕНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА С БОРТА ПИЛОТИРУЕМЫХ КОСМИЧЕСКИХ КОРАБЛЕЙ И ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ОРБИТАЛЬНЫХ СТАНЦИЙ</b>				<b>3-4</b>	<b>0</b>
	<b>К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА МСТИСЛАВА ВСЕВОЛОДОВИЧА КЕЛДЫША</b>				<b>5-7</b>	<b>0</b>
	<b>ПИЛОТИРУЕМАЯ КОСМОНАВТИКА □ ИССЛЕДОВАНИЯМ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА (ВЕРХНЕАТМОСФЕРНЫЕ И ИОНОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ)</b> Авакян С.В., Иванченков А.С., Коваленок В.В., Савиных В.П.				<b>8-17</b>	<b>1</b>
	<b>ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МНОЖЕСТВЕННОГО ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОГЕНЕЗА ПО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ</b> Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В.				<b>18-25</b>	<b>12</b>
	<b>УПРОЩЕННОЕ ОПИСАНИЕ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ ЗАДАЧ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ</b> Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.				<b>26-39</b>	<b>2</b>
	<b>СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В КАСПИЙСКОМ МОРЕ</b> Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.				<b>40-48</b>	<b>8</b>
	<b>АВТОМАТИЧЕСКОЕ РАСПОЗНАВАНИЕ И ОКОНТУРИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ ЦВЕТЕНИЯ LEPIDODINIUM CHLOROPHORUM ПО ДАННЫМ СКАНИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ</b> Морозов Е.А., Анискина О.Б., Поздняков Д.В., Петтерссон Л.Х., Сычев В.И., Грассл Х.				<b>49-59</b>	<b>1</b>
	<b>ОТРАЖЕНИЕ ПОПИГАЙСКОЙ СТРУКТУРЫ В МАТЕРИАЛАХ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (ЯКУТИЯ)</b> Говорова Н.Н., Загубный Д.Г., Корчуганова Н.И.				<b>60-65</b>	<b>0</b>
	<b>АВТОМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД КОРРЕКЦИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ИЗОБРАЖЕНИЙ С ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ МЕТЕОСПУТНИКОВ СЕРИИ FENGYUN-2 С ПИКСЕЛЬНОЙ ТОЧНОСТЬЮ</b> Катаманов С.Н.				<b>66-80</b>	<b>3</b>
	<b>ВЫЯВЛЕНИЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОГРАММНОЙ ОБРАБОТКИ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ</b> Щепин М.В.				<b>81-91</b>	<b>0</b>
<b>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</b>						
	<b>ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ МОЩНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, 2009 Г.) ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ</b> Гришин С.Ю.				<b>92-96</b>	<b>6</b>

## К 50-ЛЕТИЮ ПЕРВОГО ПОЛЕТА ЧЕЛОВЕКА В КОСМОС

### НАБЛЮДЕНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА С БОРТА ПИЛОТИРУЕМЫХ КОСМИЧЕСКИХ КОРАБЛЕЙ И ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ОРБИТАЛЬНЫХ СТАНЦИЙ



12 апреля 2011 г. мировое сообщество отметило 50-летие со дня первого полета человека в космос. Он был осуществлен нашим соотечественником — Юрием Алексеевичем Гагариным (см. фото), который совершил облет Земли на пилотируемом космическом корабле “Восток-1”.

Вот фрагменты переговоров Центра управления полетом с Ю.А. Гагариным во время полета: “Наблюдаю Землю. Различаю складки местности, лес, наблюдаю облака над Землей, мелкие, кучевые. Вот сейчас в систему “Взор” наблюдаю Землю, пролетаю над морем. Направление над морем определить вполне можно. Наблюдаю облака... Место посадки... Красиво, красота-то какая!”.

После полета Ю.А. Гагарин подробно описал свои ощущения и наблюдения природной среды, которые в дальнейшем легли в основу подготовки космонавтов к визуально-инструментальным наблюдениям Земли из космоса.

Хотя изображения Земли из космоса получались и раньше с помощью баллистических ракет и с борта автоматических спутников-разведчиков, однако они не могли в полной мере передать детали и цветовые оттенки природных объектов Земли. Первые съемки Земли в СССР были выполнены в 1947 г. с баллистической ракеты Р1, а в 1951–1956 гг. — с помощью фотоаппаратуры, устанавливаемой на метеорокетах МР-1 и высотных геофизических ракетах Р2А с вертикальным стартом (1957–1960 гг.).

При проведении таких съемок фотоаппаратура устанавливалась в специальных стабилизированных контейнерах и спускалась на парашютах с высоты ~200 км. В США первые снимки Земли были получены в 1945 г. с баллистической ракеты “Фау-2”, а в 1960 г. — со спутника-разведчика, запущенного по программе “Корона”. Аналогичный спутник “Зенит” был запущен в СССР в 1963 г. Во время проведения этих съемок был осуществлен выбор оптимальных параметров съемочных систем, их спектрального и пространственного разрешения, решены многие методические вопросы, которые в дальнейшем были реализованы на пилотируемых космических кораблях.

Начиная с полета Г.С. Титова на космическом корабле “Восток-2” в августе 1961 г., на советских космических кораблях стали широко использоваться ручные фотографические и спектрометрические приборы и кинокамеры. Получаемая космонавтами визуально-инструментальная информация стала применяться в интересах научных организаций и в различных отраслях народного хозяйства. При этом полоса визуальной обзорности космонавта с высоты 200–250 км достигала 300–400 км. Данные космической съемки и результаты наблюдений фиксировались на фотопленке и в бортовом журнале, а после возвращения на Землю передавались ученым и специалистам.

Начиная с 1971 г., с появлением пилотируемых долговременных орбитальных станций (ДОС) типа “Салют”, стали применяться шести- и девятиобъективные стационарные многозональные фотокамеры, видео-спектрометры и спектрометры, используемые для получения более детальной информации о природных объектах Земли.

В рамках международного сотрудничества специалистами предприятия “Карл Цейс-Йена” (ГДР), ИКИ АН СССР и Института электроники АН ГДР в соответствии с программой “Интеркосмос” была разработана многозональная камера МКФ-6, которая в 1976 г. прошла экспериментальную отработку на космическом корабле “Союз-22”, пилотируемом космонавтами В. Быковским и В. Аксеновым. В дальнейшем она устанавливалась на ДОС “Салют-6” (1978 г.), “Салют-7” (1983 г.) и “Мир” (1996 г.), а также успешно использовалась наряду с ручными фотокамерами “Практика-Б200”, “Практика” и “Хассельблат” в рамках эксперимента “Биосфера” в интересах стран-участниц программы “Интеркосмос”. Многозональная съемка значительно повысила достоверность дешифрирования видового состава, оценки фенологического развития и состояния растительности, особенно для обнаружения ее заболеваний и стресса, позволяла определять влажность, гумусность и засоление почв, выявлять мутность и загрязнение вод, развитие планктона в океане, обнаруживать нефтяные пленки, обеспечила изучение геологических структур и решение других задач.

Для проведения фундаментальных и прикладных экологических и природно-ресурсных исследований в 1996 г. в рамках программы “Интеркосмос” был разработан комплекс оптической, радиофизической и квантово-оптической аппаратуры, уста-

новленный на специализированном модуле “Природа”, который был состыкован с ДОС “Мир” (1996–2001 гг.). Прикладные исследования в области дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) проводились также на модуле “Спектр” ДОС “Мир”.

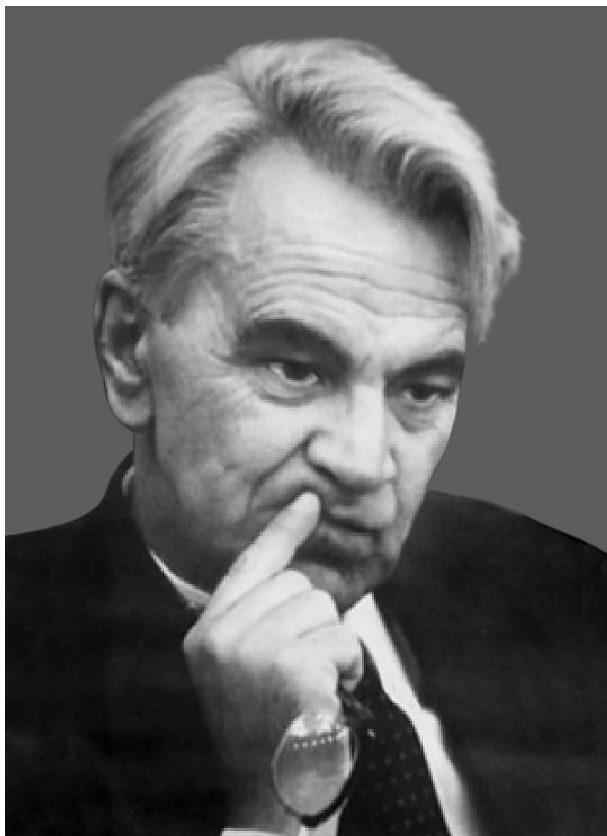
По инициативе РАН и Роскосмоса была разработана и реализуется на российском сегменте Международной космической станции программа экспериментов по проведению визуально-инструментальных наблюдений чрезвычайных ситуаций на Земле, получившая название “Ураган”.

Ракетно-космическая корпорация “Энергия” планирует в ближайшее время воссоздать на МКС комплекс аппаратуры ДЗЗ. Белорусский государственный университет разработал многозональную съемочную аппаратуру ФСС, которая в 2010 г. была доставлена на борт МКС для решения задач ДЗЗ. В настоящее время Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН планирует установить на борту МКС радиометрический комплекс РК21-8 (L-диапазон, 21 см).

Многие научные задачи исследования Земли из космоса уже решены с использованием данных, полученных с пилотируемых космических аппаратов и долговременных орбитальных станций. Но еще большие результаты пилотируемая космонавтика может дать в будущем. Она поможет решать и оперативные задачи ДЗЗ, связанные с выявлением чрезвычайных ситуаций и природно-техногенных катастроф, а также обеспечить получение новых знаний о различных процессах и явлениях, происходящих на Земле.

*Редакционная коллегия журнала  
“Исследование Земли из космоса” РАН*

## К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА МСТИСЛАВА ВСЕВОЛОДОВИЧА КЕЛДЫША



10 февраля 2011 г. исполнилось 100 лет со дня рождения академика Мстислава Всеволодовича Келдыша, выдающегося российского ученого, математика и механика, Президента Академии наук СССР, первого директора Института прикладной математики АН СССР, Главного теоретика космонавтики, одного из создателей и руководителей отечественной космической программы, много лет возглавлявшего Межведомственный научно-технический совет по космическим исследованиям при АН СССР, Трижды Героя социалистического труда.

По окончании МГУ в 1931 г. по рекомендации академика А.И. Некрасова М.В. Келдыш был направлен в Центральный аэрогидродинамический институт им. Н.Е. Жуковского (ЦАГИ), в котором он проработал до декабря 1946 г. — сначала инженером, затем старшим инженером, начальником группы, а с 1941 г. начальником отдела динамической прочности.

Начальный период работы М.В. Келдыша в ЦАГИ связан с исследованиями нелинейных задач

обтекания тел. Им впервые было установлено, что при определенных режимах колебаний крыла возникает тяга. М.В. Келдыш занимался также теорией удара тела о жидкость и движением тел под поверхностью жидкости.

В 1935 г. ему была присвоена ученая степень кандидата физико-математических наук, в 1937 г. — степень кандидата технических наук и звание профессора по специальности “аэродинамика”. В 1938 г. им была защищена докторская диссертация на тему “О представлении рядами полиномов функций комплексного переменного и гармонических функций”.

Исследования М.В. Келдыша заложили основы методов численных расчетов и моделирования в аэродинамических трубах явления флаттера (сильные колебания крыла самолета, возникавшие при определенных скоростях движения и приводившие к его разрушению). Результаты его исследований не только привели к разработке простых и надежных мер предотвращения флаттера, но и стали основой

нового раздела науки о прочности авиационных конструкций. Так, исследования устойчивости переднего колеса шасси самолета позволили предложить способы устранения шиммирования (самовозбуждающихся поворотов и смещений) колеса самолета при взлете или посадке, которое приводило к разрушению переднего шасси самолета. Работы М.В. Келдыша сыграли большую роль в создании скоростной авиации в нашей стране. В годы войны наряду с научно-экспериментальными исследованиями в ЦАГИ М.В. Келдыш занимался внедрением разработок в авиационные КБ и заводы.

Как математик М.В. Келдыш внес свой вклад в теорию функций, теорию потенциала, дифференциальные уравнения, функциональный анализ. Большое значение имеют результаты, полученные М.В. Келдышем в области механики, — они охватывают гидродинамику, аэродинамику, газовую динамику, механику самолетных конструкций.

В 1946 г. М.В. Келдыш был избран действительным членом АН СССР. Сразу после избрания академиком его назначили начальником головного научно-исследовательского института (НИИ-1) Министерства авиационной промышленности, (ныне Центр им. М.В. Келдыша), занимавшегося прикладными задачами ракетостроения. С этого времени основное направление деятельности М.В. Келдыша связано с ракетной техникой.

В послевоенные годы академик М.В. Келдыш занимался также решением проблем атомной энергетики и вычислительной математики. Он одним из первых сумел предугадать роль вычислительной математики в повышении эффективности научно-технического прогресса. В 1953 г. он стал основателем Института прикладной математики АН СССР и до конца жизни был его бессменным директором. С деятельностью этого института, носящего ныне его имя, во многом связано становление современной вычислительной математики в нашей стране.

Как руководитель больших коллективов и как автор многих научно-технических идей и вычислительных методов М.В. Келдыш принимал участие в создании ракетно-ядерного щита. Академик М.В. Келдыш внес выдающийся вклад в развитие советской космической науки и техники. Начав работать по космической тематике в начале 1946 г. в творческом сотрудничестве с С.П. Королевым, он явился одним из инициаторов широкого развертывания работ по изучению и освоению космоса. С 1953 г. в Математическом институте АН СССР велись работы по решению задач выведения на орбиту Земли искусственного спутника, увенчавшиеся 4 октября 1957 г. его успешным запуском. М.В. Келдыш неоднократно лично выезжал на космодромы при подготовке и запуске космических аппаратов, входил в различные комиссии по космическим проблемам, был председателем экспертных комиссий.

Его деятельность в этом направлении завершилась успешным запуском 12 апреля 1961 г. первого в мире космического корабля “Восток”, пилотируемого Ю.А. Гагариным. В этом году исполняется 50 лет со дня первого полета человека в космос.

Академик М.В. Келдыш сыграл решающую роль в создании ракеты-носителя для выведения на орбиту спутников семейства “Космос”. Он руководил “Лунной” программой, включая полеты автоматических станций семейства “Луна”. Первый аппарат к Луне был отправлен 2 января 1959 г., 4 октября 1959 г. были получены снимки обратной стороны Луны (с аппарата “Луна-3”). В 1966 г. была совершена мягкая посадка на поверхность Луны, а на ее орбиту выведен ИСЗ (“Луна-10”). В октябре 1970 г. стартовала “Луна-16”, доставившая образцы лунного грунта на Землю, затем — старт автоматической станции “Луна-17” с самоходным аппаратом “Луноход-1”; всего к 1976 г. запущено 34 аппарата серии “Луна”.

Не менее эффективно участие М.В. Келдыша в программе исследований Венеры, связанной с автоматическими станциями семейства “Венера” (начиная с “Венеры-4”, 1967 г.). Огромна роль принадлежит М.В. Келдышу и в исследованиях Марса. При подготовке запуска первой автоматической станции к Марсу в 1960 г. он предложил испытывать приборы, предназначенные к изучению Марса, в земных условиях.

Огромный вклад внес академик М.В. Келдыш совместно с академиком Б.Н. Петровым в осуществление первого в мире совместного советско-американского космического полета “Союз-Апполон” (1975 г.) и развитие космических полетов международных экипажей по программе “Интеркосмос” на пилотируемых космических кораблях “Союз” и долговременных пилотируемых станциях “Салют”.

Большой период жизни М.В. Келдыша связан с его деятельностью в Президиуме Академии наук СССР, начавшейся в октябре 1953 г. и продолжавшейся до конца его жизни. С 1953 г. он — академик-секретарь Отделения математики Академии наук СССР. В 1960 г. он был избран вице-президентом, а в мае 1961 г. — президентом Академии наук СССР.

Возглавляя Академию наук СССР с 1961 г. по 1975 г., он оказывал всемерную поддержку развитию в нашей стране новых направлений современной науки, таких, как кибернетика, квантовая электроника, молекулярная биология и генетика.

Заслуги М.В. Келдыша получили международное признание, среди его званий: академик Германской академии естествоиспытателей “Леопольдина” (ГДР, 1961), академик Академии наук Монголии (1961), академик Академии наук Польши (1962), академик Академии наук Чехословакии (1962), почетный член Академии наук Румынии (1965), почетный иностранный член Академии наук Болгарии (1966), почетный иностранный член Аме-

риканской Академии наук и искусств в Бостоне (1966), член-корреспондент Германской Академии наук в Берлине (1966), почетный член Королевского общества в Эдинбурге (1968), почетный член Академии наук Венгрии (1970), почетный член Академии Финляндии (1974); почетный доктор Делийского университета (1967), почетный доктор Будапештского университета (1967), почетный доктор Лагосского университета (Нигерия, 1968), почетный доктор Карлова университета в Праге (Чехословакия, 1974), почетный доктор Индийского статистического института (1974).

Академик М.В. Келдыш – трижды Герой Социалистического труда, награжден семью орденами Ленина (1945, 1954, 1954, 1956, 1961, 1967, 1975), тремя орденами Трудового Красного Знамени (1943, 1945, 1953), а также орденами и медалями иностранных государств. Он Лауреат Ленинской премии (1957), Сталинской премии 2-й

степени (1942, 1946); награжден Большой золотой медалью им. М.В. Ломоносова АН СССР (1975), Золотой медалью им. К.Э. Циолковского АН СССР (1972), медалью им. С.И. Вавилова (1971), медалью им. С.П. Королева (1976).

Умер М.В. Келдыш 24 июня 1978 г.

Именем М.В. Келдыша названы кратер на обратной стороне Луны, одна из малых планет, научно-исследовательское судно “Академик Мстислав Келдыш”, площадь в г. Москве.

В 1978 г. АН СССР учредила Золотую медаль им. М.В. Келдыша “За выдающиеся научные работы в области прикладной математики и механики, а также теоретические исследования по освоению космического пространства”.

*Редакционная коллегия журнала  
“Исследование Земли из космоса” РАН*

## ПИЛОТИРУЕМАЯ КОСМОНАВТИКА – ИССЛЕДОВАНИЯМ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА (ВЕРХНЕАТМОСФЕРНЫЕ И ИОНОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ)

© 2011 г. С. В. Авакян<sup>1\*</sup>, А. С. Иванченков<sup>2</sup>, В. В. Коваленок<sup>2</sup>, В. П. Савиных<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Всероссийский научный центр “Государственный оптический институт им. С.И. Вавилова”, Санкт-Петербург

<sup>2</sup> ОАО Ракетно-космическая корпорация “Энергия”, Королев Московской обл.

<sup>3</sup> Московский государственный университет геодезии и картографии (МИИГАуК), Москва

\*E-mail: avak2@mail.ru, avak@soi.spb.ru

Поступила в редакцию 24.12.2010 г.

Обобщены результаты визуально-инструментальных исследований с борта отечественных пилотируемых космических аппаратов “Союз”, орбитальной научной станции “Салют-6” и орбитального комплекса “Мир” новых оптических явлений в верхней атмосфере Земли. Это явления волновой природы – горизонтальная неоднородность эмиссионного излучения верхней ионосферы и локальные быстропротекающие эффекты в свечении полярных сияний – и явление реакции оптических и ионосферных параметров ночной F-области земной ионосферы на солнечные вспышки. Представлены модели физической интерпретации обнаруженных явлений с учетом гелиогеофизических возмущений в космической погоде.

**Ключевые слова:** пилотируемые космические аппараты, орбитальные научные станции, атмосфера Земли, F-область ионосферы, свечение полярных сияний, солнечные вспышки

### ВВЕДЕНИЕ

Начиная с запуска Первого спутника, а еще больше – с полета Ю.А. Гагарина, у человечества появилась возможность исследовать нашу планету и окружающее ее межпланетное пространство как единую систему, в которой взаимосвязаны процессы, явления и образования. Это хорошо подтверждается известным существованием солнечно-земных связей (Авакян, 2008), проявляющихся прежде всего как воздействие активности Солнца на состояние магнитосферы, ионосферы и атмосферы Земли, а также, возможно, на литосферу и биосферу, включая человека (Авакян, 2005). Во многих случаях физика этой связи определяется вкладом солнечных вспышек и геомагнитных бурь на общее возмущение верхней атмосферы и ионосферы. Поэтому исследование оптических явлений в верхней атмосфере Земли с космических аппаратов – одно из самых актуальных направлений космонавтики. Важнейшая роль в решении этой задачи принадлежит пилотируемым космическим полетам (Лазарев и др., 1979, 1981, 1983, 1987). У космонавтов есть возможность выбора как объекта наблюдения, так и наиболее подходящего способа регистрации наблюдаемой оптической картины. Присутствие хорошо подготовленных космонавтов-наблюдателей на борту орбитальных научных станций в длительных экспедициях позволило наиболее рационально поставить работу по поиску и обнаружению неизвестных ранее явлений. Здесь очень эффективными оказались ви-

зуальные исследования различных характеристик собственного эмиссионного излучения верхней атмосферы и, особенно, его пространственных и временных вариаций. Именно такие наблюдения отечественных космонавтов на орбитальных научных станциях “Салют” и орбитальном комплексе “Мир” привели к открытию новых представлений о вариациях в эмиссионном излучении верхней атмосферы и ионосферы, обусловленных воздействием гелиогеофизических возмущений. Статистика таких наблюдений, полученная космонавтами, подтвердила физическую природу вновь обнаруженных явлений как связанную с проявлением оптических процессов в самой верхнеатмосферной плазме, контролируемой потоками ионизирующих и проникающих излучений различной космической природы.

Наиболее плодотворные визуальные наблюдения проведены в верхней ионосфере Земли (ее F-области), там, где проходят орбиты всех пилотируемых космических полетов. Именно здесь получены самые важные, хотя и неожиданные, результаты, неизвестные до этого, несмотря на многочисленные измерения, проведенные специальной оптико-электронной аппаратурой с автоматических спутников и с наземных радиофизических и оптических обсерваторий. При этом проявились известные преимущества оптических исследований верхней атмосферы с борта орбитальных станций: отсутствие оптических помех от плотных слоев нижней атмосферы и возможности визирования вдоль излучающих

областей в направлении наибольших оптических толщин и контрастов.

Знания морфологии и физики процессов F-области ионосферы важны как для решения многих практических задач (прежде всего радиосвязи), так и для научного моделирования всего комплекса солнечно-земных связей. Свечение этой области – точный индикатор не только состояния ее самой, но также степени солнечной и геомагнитной активности (Авакян, 2008; Лазарев и др., 1981, 1983, 1987; Авакян и др., 1994).

### НАБЛЮДЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ВОЛНОВОЙ ПРИРОДЫ

Первым явлением, открытым отечественными космонавтами, была горизонтальная неоднородность верхней атмосферы Земли в сумеречной зоне, названная “вертикально-лучевой структурой” (Береговой и др., 1972а, 1972б). Однако это термин скорее “отличительный”, чем описательный, – он не отражает сути наблюдаемой картины. Несколько позднее (Лазарев, Авакян, 1975; Авакян и др., 1977, 1981) стало очевидным, что наиболее правильным объяснением причин горизонтальной оптической неоднородности является наличие внутренних акустико-гравитационных волн (АГВ), модулирующих все основные верхнеатмосферные и ионосферные параметры. Первые наблюдения этого явления проведены в 1968–1970 гг. в полетах пилотируемых космических кораблей “Союз-3, -4, -9” (Береговой и др., 1972а, 1972б; Лазарев и др., 1979).

В работах (Лазарев, Авакян, 1975; Авакян и др., 1977, 1981) впервые после отбора случаев наблюдений вне зон полярных сияний (и с учетом опыта космонавтов по выделению картин таких сияний) дано объяснение горизонтальной оптической неоднородности с учетом наличия АГВ, особенно сильных в сумеречной зоне, где их генерации способствует сверхзвуковое движение терминатора (Авакян и др., 1981). Повышенные до 10–20%, а иногда и до 50% от средней плотности верхнеатмосферной среды, значения амплитуд АГВ с ИСЗ Explorer-32 (на высотах 286–500 км) наиболее часто регистрировались именно в поздние вечерние и ранние утренние часы (Newton et al., 1968, 1969; Dyson et al., 1970). Длина волны составляет 130–500 км, а фазовые плоскости волн располагаются вдоль параллелей, а значит, вдоль направления лучей восходно-заходного Солнца. Вот почему лучше всего горизонтальная оптическая неоднородность в эмиссионном излучении верхней атмосферы проявляется в сумеречной зоне. И условия ее визуальной регистрации с борта пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций в этой зоне наилучшие. Космонавт находится в тени Земли, его зрение хорошо адаптировано, а горизонтальный контраст яркости наблюдается от освещенной солнечным УФ-излучением верхней атмосферы, где действуют все

самые сильные механизмы возбуждения – фотоэлектронами и при фотодиссоциации.

После опубликования результатов наблюдений космонавтов (Береговой и др., 1972а, 1972б) подробные исследования волновых вариаций верхнеатмосферных оптических эмиссий проводились неоднократно (Авакян и др., 1975, 1977, 1981; Dyson et al., 1974; Mullaney et al., 1972; Armstrong, 1975). При этом подтвердились не только возможность приборной регистрации факта присутствия АГВ во всем диапазоне высот от мезосферы до верхней ионосферы как оптическими, так и радиофизическими методами, но и хорошая пространственная корреляция в вариациях интенсивности отдельных эмиссионных линий основного излучающего газа – атомарного кислорода (Dyson et al., 1974; Mullaney et al., 1972; Armstrong, 1975). Эти экспериментальные данные, как и специально разработанная теоретическая модель эмиссионных излучений верхней атмосферы в условиях прохождения АГВ (Авакян и др., 1975), подтвердили, что оба ключевых, для возможности визуальной регистрации с космической орбиты, параметра: уровень яркости поля излучения и оптические контрасты в провале и пучности АГВ – существенно перекрывают пороговую и контрастную чувствительность человеческого глаза (Авакян, 1997). Однако в самой схеме наблюдения важная роль остается за ракурсом – линия визирования должна находиться вдоль плоскости равной фазы соответствующей АГВ (Авакян и др., 1982).

Наблюдения волновой структуры в виде крупномасштабных пульсаций яркости полярного сияния также были впервые выполнены в пилотируемом космическом полете на орбитальном комплексе “Мир”. Эти пульсации 15 января 1988 г. зарегистрировал космонавт В.Г. Титов (Авакян и др., 1991) над большой площадью США и Канады у береговой черты Атлантического океана. В сиянии II балла были видны пульсации яркости с периодом около 0.1 с типа “бегущей волны”, перемещающейся от Флориды в северном направлении на длине порядка 1000 км. Наблюдалась картина, в которой “максимум яркости бежит как световая волна, как будто под пеленой перемещается широкий прожекторный луч”. В этот период наблюдалась сильная мировая магнитная буря, так что было типичное пульсирующее сияние, для которых по наземным наблюдениям известна частота наибольшей амплитуды как раз около 10 Гц. Однако столь быстрые и масштабные пульсации наземными наблюдателями обычно не регистрируются, и лишь после наблюдений В.Г. Титова опубликованы первые результаты регистрации сверхбыстрых волн в полярных сияниях над Антарктикой (Авакян и др., 1991).

**Таблица 1.** Гелиогеофизическая ситуация в периоды наблюдения второго эмиссионного слоя в 1978 и 1981 гг.

Дата и время (UT) видимого свечения F-области	Трехчасовой индекс $K_p$	Время (UT) и балл солнечной вспышки в $H\alpha$	Время (UT) начала ВИБ	Предшествующие мировые магнитные бури		Знак сектора ММП в предыдущие сутки	Последующие мировые магнитные бури	
				Дата	$K_{max}$		Дата	$K_{max}$
14 августа 1978, 00:45–00:50	2 <sup>+</sup>	00:02–00:48, 1F	00:06	11–14 августа	7	+/-	17–20 августа	7
28 октября 1978, 20:30–21:05	1	20:01–21:04, SB	20:11	26–27 октября	7	То же	29–31 октября	8
28 октября 1978, 22:44	3 <sup>-</sup>	22:28–22:44, SB	22:31	То же	7	»	То же	То же
3 мая 1981, 00:38	1 <sup>+</sup>	00:22–00:46, SF	–	1–2 мая	4	-/+	8–12 мая	»
3 мая 1981, 15:52–15:56	1	15:49–16:08, SN	15:47	То же	4	То же	То же	»

### ОБНАРУЖЕНИЕ РЕАКЦИЙ НОЧНОЙ F-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ НА СОЛНЕЧНЫЕ ВСПЫШКИ

Наиболее интересные и важные для физики солнечно-земных связей результаты были получены при исследовании причин спорадических возрастных интенсивности визуального свечения ночной F-области ионосферы (Авакян и др., 1984). Обычно ночная F-область ионосферы визуально, в виде второго эмиссионного слоя, хорошо регистрируется с борта низкоорбитального космического корабля (при визировании вдоль излучающего слоя) только на экваториальных широтах (Гречко и др., 1981). Кроме того, в периоды мировых магнитных бурь происходит резкое расширение зон полярных сияний к низким широтам, иногда до 30° геомагнитной широты. Тогда полярное сияние наблюдается на средних и даже низких широтах. Если в спектре выпадающих в верхнюю атмосферу частиц содержатся электроны или протоны сравнительно малых энергий, то и в этом случае возможно интенсивное излучение F-области. Однако космонавты уверенно различают картину полярного сияния (Авакян и др., 1975, 1977, 1981; Лазарев и др., 1981, 1983, 1987). Кроме того, среднеширотные сияния возможны только при сильной геомагнитной возмущенности. Основной экипаж второй экспедиции на орбитальной научной станции “Салют-6” в составе космонавтов В.В. Коваленка и А.С. Иванченкова в июне–октябре 1978 г. впервые обнаружил возрастание яркости этого свечения на ночной стороне в периоды солнечных вспышек при исследовании временных вариаций видимого свечения верхней атмосферы на средних широтах на высотах F-области (второго эмиссионного слоя) от 250 до 350 км. Явление заключается в следующем. Неоднократно в этом и следующем полетах В.В. Коваленка и В.П. Савиных (в мае 1981 г.) наблюдались свечения ночной F-области ионосферы

на всех широтах, т.е. в планетарном масштабе. Обычно такое свечение возникало на период в несколько минут, но 7 и 9 июля 1978 г., а также 16–17 сентября 1978 г. оно зафиксировано почти на каждой ночной стороне витка. Космонавты также отметили, что такое планетарное свечение F-области ионосферы предшествовало мировым магнитным бурям, так как через сутки, иногда через несколько суток, каждый раз наблюдались сильные полярные сияния, в том числе на средних широтах (Лазарев и др., 1981, 1987).

Всего зафиксировано пять случаев отдельных (кратковременных) наблюдений планетарного свечения F-области и четыре случая многократных (суточных) наблюдений – см. табл. 1 и 2 (Авакян и др., 1984). В этих таблицах приведены также основные данные по гелиогеофизическим событиям в периоды наблюдения явления. Ограничение во времени наблюдения каждого из пяти случаев, представленных в табл. 1 по сравнению с длительностью солнечной вспышки, связано, как показывает специальное рассмотрение, лишь с условиями визуальной регистрации слабых свечений с борта орбитальной станции (из-за выхода ее из ночного в зоревый сегмент). Данные обеих таблиц использованы для выявления характерной гелиогеофизической ситуации, сопутствующей обнаруженному явлению:

- в период свечения геомагнитная активность ниже средней (планетарный индекс геомагнитной активности  $K_p \leq 3$ );
- за сутки и более всегда наблюдалась сильная мировая магнитная буря;
- в предыдущие сутки всегда дважды происходила смена сектора межпланетного магнитного поля (ММП) (порядок последней смены знаков приведен в табл. 1 и 2);

**Таблица 2.** Гелиогеофизическая ситуация в периоды наблюдений второго эмиссионного слоя (суточные периоды в 1978 г.)

Дата видимого свечения F-области	Средний трехчасовой $K_p$ за 1 сут	Количество ВИБ за 1 сут	Предшествующие мировые магнитные бури		Знак сектора ММП в предыдущие сутки	Последующие мировые магнитные бури	
			Дата	$K_{max}$		Дата	$K_{max}$
7 июля	3 <sup>-</sup>	9(3)	3–7 июля	8	-/+	13–15 июля	6
9 июля	2	14(7)	То же	То же	То же	То же	То же
16 сентября	2 <sup>-</sup>	5(1)	11–13 сентября	5	+/-	20–21 сентября	3
17 сентября	То же	8(1)	То же	То же	То же	То же	То же

Примечание. В скобках указано число ВИБ, сопровождающих солнечную вспышку с увеличенным потоком рентгеновского излучения.

– через сутки и более всегда отмечалась новая мировая магнитная буря, а космонавты фиксировали появление среднеширотных полярных сияний.

Оказалось также, что тип начала предшествующей и последующей магнитных бурь был всегда одинаков, при этом для постепенного начала между окончанием предыдущей и возникновением новой бури проходило 3–4 дня, а в случае внезапного начала вдвое больше – 7–8 дней. Это обстоятельство и приводит к некоторой неопределенности указанных выше промежутков (1 сут и более) между временем наблюдения свечения и предшествующей и последующей магнитными бурями.

Каждый раз планетарное свечение ионосферы наблюдалось в периоды вспышек на Солнце, которые также характеризуются рядом особенностей:

- по данным наземных обсерваторий, наблюдающих вспышки в линии  $H_{\alpha}$  ( $\lambda = 656.3$  нм), она классифицируется обычно как слабая (субвспышка);

- возникающие при этих вспышках внезапные ионосферные возмущения – ВИБ (на дневной стороне) имеют низкий балл ( $1^{-} \dots 1^0$ ), но регистрируются большим числом ионосферных станций (с достоверностью, близкой к максимальной);

- при патрульных наблюдениях за рентгеновским излучением Солнца в большинстве таких вспышек увеличенного потока рентгеновского излучения (в области спектра 0.05–0.8 нм) не зафиксировано.

Остановимся подробно на выявленной гелиогеофизической ситуации. Невысокий уровень геомагнитной активности (индекс планетарной активности  $K_p \leq 3$ ) подтверждает отсутствие среднеширотных высыпаний электронных и протонных потоков (Авакян и др., 1994) и, следовательно, объяснить наблюдаемое свечение ночной ионосферы полярными сияниями невозможно. Наличие во всех случаях предшествующей магнитной бури свидетельствует о заполнении ближней магнитосферы ионами ионосферного происхождения, в первую очередь двухзарядными ионами кислорода  $O^{++}$  (Авакян, Деминов, 1983; Geiss et al., 1978).

Характер смены знаков ММП подтверждает окончание активного периода после предшествующей магнитной бури, т.е. об определенной стабилизации геофизической погоды перед обнаруженным явлением. Наконец, обязательная последующая сильная мировая буря (буря 20–21 сентября 1978 г. продолжилась сильнейшей бурей 24–25 сентября 1978 г., с  $K_{max} = 7-9$ ) является указанием на то, что рассматриваемые эффекты сопутствуют вспышкам особо повышенной геоэффективности. Действительно, несмотря на то, что в оптическом и рентгеновском диапазонах вспышка на Солнце является очень слабой, она вызывает хорошо фиксируемые, хотя и низкого балла, дневные внезапные ионосферные возмущения. На их величине, по-видимому, сказывается то обстоятельство, что основное возмущение вызывается непатрулируемым УФ-излучением солнечной вспышки, приводящим, главным образом, к возмущениям в F-области ионосферы, не регистрируемым обычно, как ВИБ'ы, наземными ионозондами.

Однако в периоды, указанные в табл. 1, возмущения F-области ионосферы наблюдались мировой сетью ионосферных станций. Это обнаружено в (Авакян и др., 1984; Авакян и др., 1983) по результатам специальной обработки ночных ионограмм. Регистрировались хорошо выраженные увеличения критической частоты F2-слоя на величину до 10%, что соответствует росту плотности тепловых электронов ионосферы на 20%. Это происходило именно в указанные космонавтами периоды наблюдений свечения второго эмиссионного слоя в планетарном масштабе, которым всегда соответствовали солнечные вспышки. Такое проявление воздействия солнечных вспышек на ночную верхнюю ионосферу Земли обнаружено впервые.

Визуальные наблюдения космонавтами повышенного свечения ночной F-области ионосферы количественно подтверждены и приборными наблюдениями за интенсивностью излучения ночной верхней атмосферы Земли, проведенными 6–10 июля 1978 г. в Абастумани, Грузия (Авакян и др., 1985). Эти наблюдения включали регистрацию ра-

диометрами излучения атомарного кислорода верхней атмосферы в красных (630.0/636.4 нм) и зеленой (557.7 нм) линиях. Как известно, на средних широтах красные линии излучаются с высоты 250–350 км, а зеленая – с высоты 90–95 км. Оказалось, что именно интенсивность красных линий возрастает после каждой солнечной вспышки в периоды, указанные космонавтами. Ранее такой эффект в свечении ночного неба не был известен. Эти возрастания достигают 20–25%, а ночью с 8 на 9 июля 1978 г. общий рост в серии вспышек превысил 100%. Существование этого эффекта и его связь с F2-слоем сомнений не вызывают, так как одновременные ионозондовые измерения вариации критической частоты F2-слоя на станции Тбилиси, расположенной менее чем в 200 км от Абастумани, подтверждают ее возрастание в моменты усиления интенсивности эмиссии в спектральных линиях  $\lambda$  630/634 нм.

Такие результаты приборных измерений количественных характеристик реакции ночной верхней ионосферы на солнечные вспышки радиофизическими и оптическими методами позволили построить теоретическую модель данного явления (Авакян и др., 1984; Коваленок, 1988). Она основана на предположении, что основным фактором, ответственным за добавочное ионообразование и оптическое возбуждение ночной F-области ионосферы во время вспышек на Солнце, является увеличение интенсивности рассеянного в геокороне (геокорона – область вокруг Земли на высотах от ~500–1000 км, где еще имеется сильно разряженный газ верхней атмосферы) УФ-излучения этой вспышки. Такое рассеянное на ионах и атомах излучение, проникая в ночную ионосферу, способно производить фотоионизацию всей среднеширотной F-области. Однако теоретический расчет в рамках такой модельной картины (Авакян и др., 1984; Коваленок и др., 1988) потребовал существенного уточнения типовых распределений интенсивности рассеянного излучения геокороны, его угловой анизотропии и временных вариаций интенсивности. Все эти уточнения (Авакян и др., 1984) основаны на анализе совокупности экспериментальных данных как по УФ-радиации геокороны, так и по возрастанию интенсивности отдельных резонансных линий солнечного спектра в периоды вспышек. Было обнаружено, что в предшествующих расчетах ночной фотоионизации верхней атмосферы не учитывалось наличие сильной анизотропии излучения из геокороны и, прежде всего, по зенитному углу. Важно, что все теоретические модели резонансно рассеянной солнечной радиации в геокороне дают очень низкие абсолютные интенсивности (Ogata et al., 1971; Meier et al., 1972; Paresce et al., 1973, 1974), если в качестве значений плотности ионов  $\text{He}^+$  и атомов He используются данные спутниковых экспериментов. Наиболее интенсивное излучение приходит сверху в F-область ночной ионосферы из зоревго сегмента геокороны при зенитных углах, близких к 90°. Эта

особенность принципиальна при рассмотрении добавочного ионообразования в верхней ионосфере, поскольку ионизирующее излучение с длинами волн ~30–91 нм при зенитных углах 70°–90° целиком поглощается на высоте F-области. Частичное поглощение в F-области происходит и при меньших углах, так что полная интенсивность дошедшего до нижележащей E-области ионосферы УФ-излучения геокороны уменьшается в несколько раз. Главное, в моделях (Авакян и др., 1983, 1984; Коваленок и др., 1988) для рассеянного жесткого УФ-излучения геокороны впервые учтена роль гелиогеофизических условий, прежде всего увеличение самого потока солнечной радиации в резонансных для атомов и ионов геокороны линиях во время солнечной вспышки. Кроме того, принято во внимание существование в первые десятки часов после сильной магнитной бури потока ионов  $\text{O}^{++}$  тепловых энергий из F-области вверх в плазмосферу (Авакян и др., 1983, 1984, 1985; Коваленок и др., 1988). Это приводит к значительному росту плотности ионов  $\text{O}^{++}$  в геокороне – до сотен раз на высотах более, чем 1600 км. Слой  $\text{O}^{++}$  ионов образуется в ионизационно-рекомбинационном цикле с участием ионосферных ионов  $\text{O}^{++}$ , образующихся в верхней ионосфере в основном через двукратную фотоионизацию нейтрального атома кислорода. Этот процесс в ионосфере впервые рассмотрен в (Авакян, 1979) и позднее – в (Victor et al., 1979). Возрастания плотности иона  $\text{O}^+$  также происходят после магнитной бури, но существенно меньше (Авакян и др., 1983). Поэтому, по данным ИСЗ GEOS-1, после бури наблюдается постоянное увеличение отношений  $\text{O}^{++}/\text{O}^+$  и  $\text{O}^{++}/\text{He}$ , и на пятый день они равны 1 на высотах 12000 км (Geiss, Young, 1981), хотя обычно (перед магнитной бурей) значение  $\text{O}^{++}/\text{O}^+$  составляет  $\sim 10^{-3}$  (Geiss et al., 1978; Farrugia et al., 1989). Таким образом, по данным ИСЗ GEOS-1 количество  $\text{O}^{++}$  ионов в геокороне возрастает до 1000 раз. Это подтверждается данными ИСЗ DE-1, когда в среднеширотной геокороне на высотах 15000–22000 км измеренное отношение  $\text{O}^{++}/\text{O}^+$  доходило до 10 раз (Horwitz et al., 1990). Возрастания плотности ионов  $\text{O}^{++}$  и, особенно,  $\text{O}^+$  происходили преимущественно в поздние часы вечерних и утренних сумерек (Roberts et al., 1987).

В (Carlson et al., 1972) рассмотрена возможность переизлучения солнечной радиации в линии 30/4 нм на ночную сторону геокорональными ионами  $\text{O}^{++}$ . Действительно, линия  $\text{O}^{++}$  в переходе  $2s^2 2p^3 P_2 \rightarrow 2s^2 2p 3d^3 P_2^0$  имеет длину волны, равную 30.3799 нм, а  $L_\alpha \text{He}^+$  – 30.3783 нм, т.е. всего на  $1.7 \times 10^{-3}$  нм меньше. Очевидно, что солнечные линии 50.7, 70.3 и 83.4 нм, излучаемые ионами  $\text{O}^{++}$  плазмы солнечной атмосферы, также могут рассеиваться на ионах  $\text{O}^{++}$  геокороны.

**Таблица 3.** Резонансные электронные переходы в ионах  $O^{++}$  и их интенсивности в солнечном спектре и геокороне

$\lambda$ , нм	$f_{ik}$	$\Phi_{\lambda}$ , квант $см^{-2}с^{-1}$	$4\pi I_{O^{++}}/4\pi I_{He^+}$ , %	
			внутри плазмосферы	вне плазмосферы
30.3799	0.11	$5.3 \times 10^9$	} 21.9	67.5
30.3693	0.035	$3.24 \times 10^9$		
30.3621	0.059	$5.95 \times 10^8$		
50.74–50.82	0.19	$8.0 \times 10^7$	1.0	3.0
70.23–70.39	0.18	$2.8 \times 10^8$	3.0	9.0
83.29–83.53	0.15	$4.9 \times 10^8$	4.0	12.0

В табл. 3 приведены данные по электронным переходам в ионах  $O^{++}$  – силы осцилляторов линий и их интенсивности в солнечном спектре (Авакян и др., 1984, 1994). В этой же таблице сделаны оценки возрастания УФ-излучения геокороны за счет рассеяния на ионах  $O^{++}$ . Для приближенных оценок такой вклад можно рассчитать по отношению к резонансному переизлучению линии 30.4 нм на ионах геокороны  $He^+$  и при этом не учитывать эффекты перераспределения интенсивности рассеяния по различным направлениям. Кроме того, можно предположить, что параметры профилей солнечных линий  $O^{++}$  мало отличаются от линии  $L_{\alpha} He^+$ , поскольку все эти эмиссии излучаются в одной и той же части атмосферы Солнца – в ее переходной области. В таком случае величина вклада каждой линии  $O^{++}$  в излучение геокороны по отношению к линии 30.4 нм иона  $He^+$  составляет

$$\frac{4\pi I(O^{++})}{4\pi I(He^+)} = \frac{f_{ik}(O^{++})\Phi_{\lambda} N(O^{++})}{f_{ik}(He^+)\Phi_{30.4} N(He^+)} \times 100\%$$

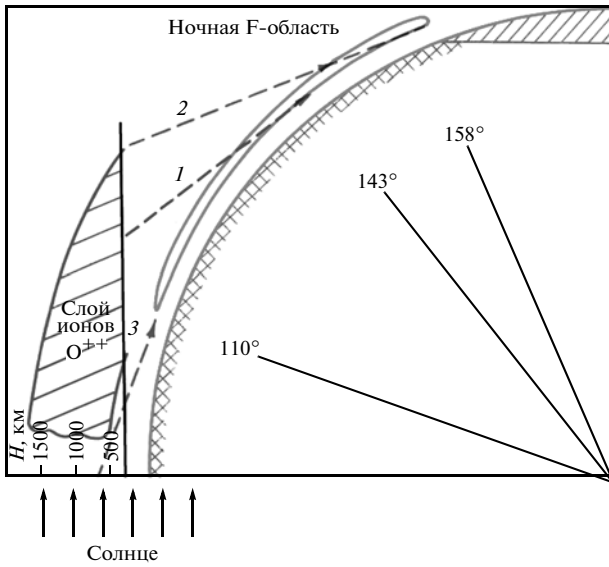
где  $f_{ik}(He^+)$  – сила осциллятора линии  $L_{\alpha} He^+$ , равная 0.416;  $f_{ik}(O^{++})$  – сила осциллятора мультиплетов  $O^{++}$  (табл. 3);  $\Phi_{30.4}$  – поток солнечного излучения в линии 30.4 нм для уровня средней солнечной активности, равный  $5.4 \times 10^9$  квант  $см^{-2}с^{-1}$ ;  $\Phi_{\lambda}$  – поток солнечного излучения в мультиплетах  $O^{++}$  (табл. 3);  $N(O^{++})$  и  $N(He^+)$  – число соответствующих ионов вдоль освещенной УФ-излучением Солнца части линии визирования геокороны. Как и в работе (Carlson et al., 1972), принято, что отношение  $N(O^{++})/N(He^+)$  равно 1.3 внутри плазмосферы, а вне плазмосферы оно составляет 4.0 (Hoffman et al., 1974).

В работе (Carlson et al., 1972), как и в первом рассмотрении возбуждения ионов  $O^{++}$  линией  $L_{\alpha} He^+$  (Bowen, 1935) для условий газовых туманностей, учитывалась возможность переизлучения только в одном переходе  $^3P_2 - ^3P_2^0$ , наиболее близком к центру солнечной линии иона гелия. На самом деле сол-

нечная линия настолько уширена (до 0.02 нм), что еще два перехода  $O^{++}$  с изменением полного момента  $J(2 \rightarrow 1)$  и  $(1 \rightarrow 2)$  могут участвовать в переизлучении  $L_{\alpha} He^+$  на ионах  $O^{++}$  геокороны со средней величиной альбедо ~60 и 11%. Здесь учтена форма солнечной линии  $L_{\alpha} He^+$  по экспериментальным данным (Duschek et al., 1974; Naghmoosh, Murphy, 1983; Sternberg, Brinton, 1982). Соответствующие статистические веса для этих линий составляют 3/9 и 5/9. Проведенный учет двух переходов увеличивает вклад  $O^{++}$  в переизлучение линии  $L_{\alpha} He^+$  лишь на 17%, что, однако, немаловажно, так как интенсивность солнечной линии 30.4 нм очень велика.

В целом минимальный вклад всех линий  $O^{++}$  в излучение внутривлазмосферной области геокороны достигает 30% от рассеяния линии 30.4 нм непосредственно на ионах  $He^+$ . На широтах, больших  $\sim 55^\circ$  (т.е. вне плазмосферы), роль  $O^{++}$  возрастает втрое в спокойных условиях (табл. 3). Если же рассматривать периоды после геомагнитной бури, когда концентрация  $O^{++}$  может повышаться на порядки величины, то основной вклад в УФ-излучение геокороны дает рассеяние солнечного излучения именно на ионах  $O^{++}$  и прежде всего в линии  $O^{++}$   $\lambda = 30.4$  нм. Это следует из того экспериментального факта, что плотность ионов  $He^+$  в геокороне после геомагнитных бурь изменяется очень незначительно (Geiss et al., 1978; Geiss, Young, 1981).

Рассмотрим схему рассеяния на ночную сторону солнечной УФ-радиации на слое ионов  $O^{++}$ . На рисунке приведена часть ночной стороны земного шара и показаны условия освещения F2-области ионосферы (на высотах  $350 \pm 50$  км) сверху на различных зенитных расстояниях Солнца. Границы слоя ионов  $O^{++}$  выбраны по работе (Авакян, Деминов, 1983), где показано, что после геомагнитной бури слой максимальной плотности этих ионов поднимается и уровни половинной плотности располагаются на высотах 500 и 1680 км. В этом случае слой  $O^{++}$  ионов может освещать большую часть ночной F-области, производя в ней ионизацию и оптическое возбуждение везде, где рассеянное УФ-



Часть ночной стороны земного шара, при этом показаны условия освещения F2-области ионосферы (на высотах  $350 \pm 50$  км) сверху на различных зенитных расстояниях Солнца.

излучение входит под косыми углами  $Z = 70^\circ - 90^\circ$ . При уменьшении  $Z$  все большая часть УФ-излучения геокороны проникает в нижнюю ионосферу, не участвуя в ионизации и возбуждении F-области. Расчеты (Авакян и др., 1984) показали, что с учетом наличия анизотропии поля рассеянного геокоронной на ночную сторону излучения Солнца в линиях гелия, ионов гелия и кислорода (прежде всего двухзарядных) как по азимуту, так и по зенитному углу интенсивность излучения линии He I  $\lambda = 58.4$  нм (включая сюда же линии  $O^{++}$  50.7, 70.3 и 83.4 нм) увеличивается в условиях, близких к наблюдению ночной реакции F-области на солнечные вспышки, до 5 раз, а в линии He II/O III  $\lambda = 30.4$  нм – до 6 раз (табл. 4). Подчеркнем, что этот вывод справедлив для случая освещения этим УФ-излучением ночной F-области сверху. Кроме того, учтен подъем ионосферного слоя  $O^{++}$  после магнитной бури согласно расчетам (Авакян, Деминов, 1983) с изменением

высоты максимума от 700 до 1100 км. Такая модель была использована дважды – для расчетов ночной ионизации F-области и интенсивности излучения ночной F-области в периоды вне и во время солнечных вспышек (Авакян и др., 1983, 1984; Коваленок и др., 1988). Результаты расчетов полностью описывают количественные экспериментальные данные, полученные наземными обсерваториями радиофизическими (по величине плотности тепловых электронов в максимуме F2-слоя) и оптическими (по интенсивности красных линий 630/634 нм в зенитном направлении) методами. Так, приращение ионосферной электронной плотности ночью во время вспышек экспериментально – до 20%, по модельным расчетам – 17% (Авакян и др., 1986), увеличение интенсивности красной эмиссии ночного неба экспериментально зафиксировано от 211 до 252 релей за время вспышки, модельный расчет дает соответственно 210 и 249 релей (Авакян и др., 1983, 1984, 1985). В модели также проявляется временной ход интенсивности эмиссии, связанный с различным временем включения основных механизмов возбуждения: мгновенно – через удар фотоэлектронов, постепенно – за счет диссоциативной рекомбинации молекулярного иона кислорода. Последний, оставаясь основным, сказывается с задержкой во времени примерно на 13 мин, и это проявляется в экспериментальных данных (Авакян и др., 1985).

Для физики солнечно-земных связей важно, что обнаруженные периоды реакции ночной верхней ионосферы на солнечные вспышки сопровождались достаточно уникальным геофизическим явлением – практически полным отсутствием геомагнитных пульсаций различных видов как раз во время наблюдений космонавтов. В (Авдюшин, Данилов, 1993) отмечено, что нарушения ритмов этих пульсаций может оказывать влияние на организм человека, если они по частотам близки к собственным биологическим ритмам человеческого организма. Этот вопрос рассмотрен в (Коваленок и др., 2005) в связи с пилотируемыми полетами к Марсу. Как известно, у Марса нет собственного магнитного поля, кроме того, сам межпланетный перелет будет проходить наибольшую часть време-

**Таблица 4.** Модельное распределение интенсивности УФ-излучения геокороны (в реляях) ночью с высоты более 400 км при различных условиях: 1 – фоновое, 2 – после магнитной бури в момент солнечной вспышки (в периоды наблюдения повышенного свечения ночной F-области)

Условие	$\lambda$ , нм	$Z_{\text{набл.}}$				
		$15^\circ$	$45^\circ$	$67.5^\circ$	$80^\circ$	$90^\circ$
1	58.4	70(5.6)*	70(5.6)	85(6.8)	85(6.8)	85(6.8)
	30.4	20(1.6)	35(2.8)	40(3.2)	40(3.2)	40(3.2)
2	58.4	350(28)	350(28)	430(34)	430(34)	430(34)
	30.4	100(8.0)	190(15)	250(20)	250(20)	250(20)

\* В скобках указана интенсивность свечения геокороны в единицах  $10^6$  квант  $\text{см}^{-2} \text{с}^{-1} \text{ср}^{-1}$ .

ни вне земной магнитосферы. Следовательно, космонавты окажутся практически в течение всего времени экспедиции вне действия привычного ритма геомагнитных пульсаций. Но, согласно (Коваленок и др., 2005), в периоды отсутствия геомагнитных пульсаций в длительном полете на орбитальной станции фиксировались повышенная нервная возбудимость членов экипажа космонавтов и конфликтность взаимоотношений его членов, выражавшаяся и в конфликтах при радиопереговорах с Центром управления полетами (ЦУП). Тогда очевидно, что этот эффект воздействия одного из физических факторов космического пространства на космонавтов должен обязательно быть принят во внимание при подготовке межпланетных экспедиций и при этом разработаны предупредительные меры для сохранения работоспособности и здоровья экипажа.

Итак, в данной части статьи описаны основные экспериментальные и теоретические результаты по исследованию нового геофизического явления – реакции ночной верхней атмосферы (на высоте F-области ионосферы) на некоторые солнечные вспышки в периоды после изолированных геомагнитных бурь. Этот эффект был сперва обнаружен в наблюдениях космонавтов (Лазарев и др., 1981, 1983, 1987; Авакян и др., 1984), затем подтвержден фотометрическими патрульными измерениями Абастуманской астрофизической обсерватории (Авакян и др., 1985), обнаружен также в ионограммах сети ионосферных станций вертикального радиозондирования (Авакян и др., 1983, 1984, 1985) и получил полное количественное физическое объяснение в рамках специально разработанной гелиогеофизической теоретической модели явления (Авакян и др., 1986, 1984; Коваленок и др., 1988).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, с борта отечественных пилотируемых космических кораблей, орбитальных научных станций и комплексов был впервые зарегистрирован следующий ряд новых оптико-геофизических явлений: явления волновой природы – горизонтальная неоднородность эмиссионного излучения верхней ионосферы и локальные быстропротекающие эффекты в свечении полярных сияний; явление реакции оптических и ионосферных параметров ночной F-области земной ионосферы на солнечные вспышки. Такое явление спорадического возрастания интенсивности эмиссионного излучения верхней атмосферы Земли прямо связано с периодами солнечных вспышек.

В рамках предложенной для объяснения явлений физической гипотезы удалось получить количественные результаты, подтверждающиеся экспериментальными данными приборных измерений ионосферных станций и астрофизической обсерватории. Результаты всей совокупности представлен-

ных исследований – визуально-инструментальные наблюдения космонавтов, специальная обработка патрульных оптических и радиофизических данных наземных обсерваторий, анализ показаний оптико-электронного и масс-спектрометрического мониторинга в спутниковых измерениях и теоретические расчеты в рамках специально разработанных гелиогеофизических моделей – наглядно показывают исключительные возможности пилотируемых космических полетов для обнаружения новых явлений в физике верхней атмосферы и ионосферы Земли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авакян С.В.* Образование двухзарядных ионов атомарного кислорода в верхней атмосфере // Космич. исслед. 1979. Т. 17. № 6. С. 942–945.
- Авакян С.В.* Достижения отечественной космонавтики в исследовании пространственных неоднородностей в эмиссионном излучении верхней атмосферы Земли // Оптич. журн. 1997. Т. 64. № 4. С. 34.
- Авакян С.В.* Микроволновое излучение ионосферы как фактор воздействия солнечных вспышек и геомагнитных бурь на биосистемы // Оптич. журн. 2005. Т. 72. № 8. С. 41–48.
- Авакян С.В.* Физика солнечно-земных связей: результаты, проблемы и новые подходы // Геомагнетизм и аэронавтомия. 2008. Т. 48. № 4. С. 1–8.
- Авакян С.В., Вдовин А.И., Пустарнаков В.Ф.* Ионизирующие и проникающие излучения в околоземном космическом пространстве. Л.: Гидрометеоздат, 1994. 501 с.
- Авакян С.В., Деминов М.Г.* Диффузия двухзарядных ионов атомарного кислорода в плазмосферу в восстановительную фазу ионосферной бури // Космич. исслед. 1983. Т. 21. № 5. С. 806–810.
- Авакян С.В., Дробжжев В.И., Краснов В.М. и др.* Волны и излучение верхней атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1981. 150 с.
- Авакян С.В., Евлашин Л.С., Коваленок В.В., Лазарев А.И., Титов В.Г.* Наблюдения полярных сияний из космоса. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 229 с.
- Авакян С.В., Климук П.И., Кошкиаров И.И. и др.* Горизонтальная оптическая неоднородность верхней атмосферы на средних и экваториальных широтах по наблюдениям с борта орбитальной научной станции “Салют-4” // Оптические исследования излучения атмосферы, полярных сияний и серебристых облаков с борта ОС “Салют-4”. Тарту: АН ЭССР, 1977. С. 88.
- Авакян С.В., Коваленок В.В., Лазарев А.И., Серова А.Е.* Наблюдения горизонтальной неоднородности ночного свечения F слоя в районе Бразильской аномалии // Геомагнетизм и аэронавтомия. 1982. Т. 22. № 6. С. 1018.
- Авакян С.В., Коваленок В.В., Солоницына Н.Ф.* Ночная F-область ионосферы в периоды вспышек на Солнце. Алма-Ата: Наука, 1984. 150 с.
- Авакян С.В., Коваленок В.В., Солоницына Н.Ф., Рудина М.П.* Оптические и ионосферные эффекты в ночной F2-области ионосферы во время солнечных вспышек // Геомагнетизм и аэронавтомия. 1983. Т. 23. № 6. С. 919–923.

- Авакян С.В., Кудряшев Г.С., Островский Г.И. О механизме влияния солнечной вспышки на параметры ночной F2-области ионосферы // Геомагнетизм и аэронавигация. 1986. Т. 26. № 5. С. 836–837.
- Авакян С.В., Кудряшев Г.С., Фишкова Л.М. Об усилении эмиссии 01 630 нм свечения ночного неба во время солнечных вспышек // Геомагнетизм и аэронавигация. 1985. Т. 25. № 3. С. 415–419.
- Авдюшин С.И., Данилов А.Д. Рассказ о космической погоде. Л.: Гидрометеиздат, 1993. 160 с.
- Береговой Г.Т., Бузников А.А., Кондратьев К.Я. и др. Оптические явления в атмосфере по наблюдениям с пилотируемых космических кораблей. Л.: Гидрометеиздат, 1972а. 47 с.
- Береговой Г.Т., Бузников А.А., Кондратьев К.Я. и др. Вертикально-лучевая структура (горизонтальная неоднородность) излучения верхней атмосферы Земли по наблюдениям с космического корабля “Салют-3” // ДАН СССР. 1972б. Т. 206. № 3. С. 601.
- Гречко Г.М., Романенко Ю.В., Савченко С.А. Внеатмосферные визуальные наблюдения ночного свечения ионосферы Земли // Атмосферно-оптические явления по наблюдениям с орбитальной научной станции “Салют”. Тарту: АН ЭССР, 1981. 147 с.
- Коваленок В.В., Авакян С.В., Боровкова О.К., Воронин Н.А. Космический солнечный патруль и некоторые проблемы пилотируемого полета к Марсу // Оптик. журн. 2005. Т. 72. № 8. С. 49.
- Коваленок В.В., Лазарев А.И., Кудряшев Г.С., Авакян С.В. Обнаружение явления реакции ночной верхней ионосферы на солнечные вспышки с орбитальной станции “Салют-6” // Исследования атмосферы и земной поверхности из космоса. Тарту: АН ЭССР, 1988. С. 10–21.
- Лазарев А.И., Авакян С.В. Вертикально-лучевая структура эмиссионного излучения верхней атмосферы и акустико-гравитационные волны // Тез. докл. 1-го Всес. симп. Оптические исследования верхней атмосферы. Тбилиси. Мецнибера, 1975. С. 52.
- Лазарев А.И., Коваленок В.В., Авакян С.В. Исследование Земли с пилотируемых космических кораблей. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 400 с.
- Лазарев А.И., Коваленок В.В., Иванченков А.С., Авакян С.В. Атмосфера Земли с “Салюта-6”. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 207 с.
- Лазарев А.И., Коваленок В.В., Савиных В.П. Визуально-инструментальные наблюдения с “Салюта-6”. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 136 с.
- Лазарев А.И., Николаев А.Г., Хрунов Е.В. Оптические исследования в космосе. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 256 с.
- Armstrong E.B. The influence of a gravity wave on the airglow hydroxyl rotational temperature at night // J. Atm. Terr. Phys. 1975. V. 17. № 12. P. 1585.
- Bowen I.S. The spectrum and composition of the gaseous nebulae // Astrophys. J. 1935. V. 81. № 1. P. 1–16.
- Carlson R.W. Possibility of O III 304 Å emissions in the extreme ultraviolet airglow // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 31. P. 6282–6283.
- Doschek G.A., Behrig W.E., Feldman U. The widths of the solar He I and He II lines at 584, 537 and 304 Å // Astrophys. J. 1974. V. 190. № 3. P. L141–142.
- Dyson P.L., Hoppod P.A. The interpretation of 6300 Å airglow observations of ionospheric irregularities // Planet. Space Sci. 1974. V. 22. № 3. P. 495.
- Dyson P.L., Newton G.P., Brance L.N. In situ measurements of neutral and electron density wave structure from the Explorer 32 satellite // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 16. P. 3200.
- Farrugia J., Young D.T., Geiss J., Balsiger H. The composition, temperature, and density of structure of cold ions in the quiet terrestrial plasmasphere: GEOS-1 results // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № A9. P. 11865–11891.
- Geiss J., Balsiger P., Eberhardt P., Walker H.P. et al. Dynamics of magnetosphere ion composition as observed by the GEOS mass spectrometer // Space Sci. Rev. 1978. V. 22. № 5. P. 537–566.
- Geiss J., Young D.T. Production and transport of O<sup>++</sup> ions in the ionosphere and plasmasphere // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № 6. P. 4739.
- Hoffman J. H. et al. Initial ion composition results from the ISIS-2 satellite. // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 28. P. 4246–4251.
- Horwitz J.L., Comfort R.H., Chappell C.R. Plasmasphere–ionosphere coupling. 2. Ion composition measurements at plasmaspheric and ionospheric altitudes and comparison with modeling results // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № A6. P. 7949–7959.
- Meier R.R., Weller C.S. EUV resonance radiation from helium atoms and ions in the geocorona // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 7. P. 1190–1204.
- Mullaney H., Paragiannis M.D., Noxon J.F. Parallel study of 6300 Å airglow emission and ionospheric scintillation // Planet. Space Sci. 1972. V. 20. № 1. P. 41.
- Naghmoosh A.A., Murphy J.A. A comparative study of H<sup>+</sup> and He<sup>+</sup> at sunspot minimum and sunspot maximum // J. Atm. Terr. Phys. 1983. V. 45. № 10. P. 673.
- Newton G.P., Pelz D.T., Volland H. Characteristics of wave structure in the neutral thermosphere // Space Res. V. 8. 1968. P. 980.
- Newton G.P., Pelz D.T., Volland H. Direct in situ measurements of wave propagation in the neutralthermosphere // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. № 1. P. 183.
- Ogama T., Tohmatsu T. Sounding rocket observations of helium 304 and 584 Å glow // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 25. P. 6136–6145.
- Paresce F., Bowyer S., Kumar S. Evidence for an interstellar or interplanetary source of diffuse He I 584 Å radiation // Astrophys. J. 1973. V. 183. № 2. P. L87–L90.
- Paresce F., Bowyer S., Kumar S. On the distribution of He<sup>+</sup> in the plasmasphere from observations of resonantly scattered He II 304 Å radiation // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 1. P. 174–178.
- Roberts W.T. Jr., Horwitz J.L., Comfort R.H., Chappell C.R. et al. Heavy ion density enhancements in the outer plasmasphere // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № A12. P. 13499–13512.
- Sternberg A., Brinton H.C. Short-term EUV flux variations from AE – E He II abundances // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № 1. P. 246–248.
- Victor G.A., Constantinides E.R. Double photoionization and double charged ions in the thermosphere // Geophys. Res. Lett. 1979. V. 6. № 6. P. 519.

## **Manned Space Flight – to Investigations of Earth from Space (Upper Atmospheric and Ionospheric Phenomena)**

**S. V. Avakyan<sup>1</sup>, A. S. Ivantchenkov<sup>2</sup>, V. V. Kovalenok<sup>2</sup>, V. P. Savinykh<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *All-Russian Scientific Center S.I. Vavilov State Optical Institute, St. Petersburg*

<sup>2</sup> *Rocket-Space Corporation “Energia”, Korolev, Moscow Region*

<sup>3</sup> *Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow*

Summarizes the results of visual and instrumental investigations from board domestic manned spacecraft Soyuz, the orbital scientific station Salyut-6, and orbital complex the Mir of new optical phenomena in the Earth's upper atmosphere. These are: the phenomena of nature wave – the horizontal heterogeneity of the emission radiation of the upper ionosphere and the local fast effects in the glow of auroras, the phenomenon of the reaction of the optical and ionospheric parameters of the terrestrial nocturnal F region ionosphere to the solar flares. Models of the physical interpretation of observed phenomena based at the heliogeophysical disturbances in space weather.

**Keywords:** manned spacecrafts, orbital scientific stations, Earth's upper atmosphere, F-region of ionosphere, glow of auroras, solar flares

## ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МНОЖЕСТВЕННОГО ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОГЕНЕЗА ПО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© 2011 г. Е. А. Шарков<sup>1,\*</sup>, Г. А. Ким<sup>2</sup>, И. В. Покровская<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

<sup>2</sup> Научный центр аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва

\*E-mail: e.sharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.06.2010 г.

В работе проведен детальный анализ энергетических особенностей последовательности связанных тропических циклонов (множественный циклогенез) в океанических акваториях Южного полушария (Южный Индийский океан и юго-западная часть Тихого океана) за февраль 2008 г. на основе метода “слияния” разномасштабных данных спутникового ИК и радиотеплового зондирования. Были использованы данные ИК тепловых каналов геостационарного ИСЗ Meteosat-7, а также продуктов восстановления интегрального водяного пара по данным микроволнового комплекса AMSR-E ИСЗ Aqua. По результатам анализа наблюдательных данных показано, что наиболее эффективным каналом перекачки энергии скрытой теплоты из тропиков в средние широты является область водяного пара повышенной интегральной концентрации, захваченной каждым из циклонов из тропической зоны и сохраненной им на протяжении всего этапа его эволюции при помощи джетового спирального “моста”. Принципиально новым результатом, полученным в данном исследовании, являются количественные оценки скрытой энергии центральной экваториальной зоны водяного пара во внутритропической зоне конвергенции Индийского и Тихого океанов, а также обнаружение значительных временных вариаций скрытой теплоты, связанной с выбросом в высокие широты множественным циклогенезом связанных областей водяного пара.

**Ключевые слова:** тропические циклоны, интегральный водяной пар, микроволновое дистанционное зондирование.

### ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших климатообразующих факторов на Земле считается многомасштабное (в пространстве и времени) взаимодействие океана и атмосферы, складывающееся из многообразных процессов обмена энергией, импульсом и веществом. При этом одним из фундаментальных вопросов является вопрос выявления роли и вклада во взаимодействие океан-атмосфера интенсивных вихревых тропических возмущений (ТВ) и в первую очередь наиболее мощных из них – тропических циклонов (ТЦ) (Шарков, 1997, 2010; Henderson-Sellers et al., 1998; Sharkov, 1998, 2000; Trenberth, Fasullo, 2007; Vecchi, Soden, 2007; Webster et al., 2005). В подавляющем количестве работ, посвященных этой тематике, в качестве основного механизма при взаимодействии ТЦ с океанической средой рассматривается формирование потоков скрытой теплоты с поверхностного слоя океана при помощи конвективной активности в циркуляционной системе урагана. Такая постановка вопроса (т.н. “конвективная гипотеза”), являющаяся исторически традиционной и имеющая большое количество приверженцев, в конечном итоге приводит к проблеме пространствен-

но-временной эволюции поля поверхностной температуры Мирового океана (ТПО) и его влияния на тропический циклогенез (Голицын, 2008; Грей, 1985; Палмен, Ньютон, 1973; Тараканов, 1980; Шарков, Покровская, 2010; Hassim, Walsh, 2008; Semmler et al., 2008; Trenberth, Fasullo, 2007; Vecchi, Soden, 2007; Webster et al., 2005). Другими словами, “конвективная гипотеза” в качестве главного энергетического источника для функционирования тропического циклогенеза рассматривает энергозапас верхнего слоя Мирового океана.

Однако за последнее время появились явные признаки неудовлетворительности такой точки зрения, например, в связи с катастрофически быстрой перестройкой и интенсификацией ТЦ Katrina. Фундаментальным вопросом при первоначальном циклогенезе и интенсификации различных форм ТЦ является выявление мощного и (главное) малоинерционного источника энергии, за счет которого чрезвычайно быстро происходят интенсификация и формирование зрелых форм ТЦ. В работах (Ким и др., 2009; Шарков и др., 2008) экспериментально показана возможность существования принципиально иного механизма интенсификации ТЦ и пе-

реброса энергии из тропической зоны системы океан–атмосфера в средние и высокие широты в виде формирования своеобразных компактных областей интегрального водяного пара повышенной интенсивности, захваченных ТЦ из экваториальной области (зона ВЗК) глобального поля водяного пара.

Впервые этот эффект был обнаружен авторами работы (Шарков и др., 2008), в которой при мультиспектральном спутниковом дистанционном наблюдении эволюции ТЦ Gopu (Аравийское море, Северный Индийский океан; 31.05.2007–08.06.2007) было показано, что компактная область водяного пара была захвачена самим ТЦ Gopu из экваториальной зоны водяного пара внутритропической зоны конвергенции (своего рода “эффект захвата”) и “вброшена” во фронтальную зону умеренных широт, простирающуюся от пустыни Руб-эль-Хали до Иранского плоскогорья. Аналогичный результат был получен несколько позднее этим же коллективом авторов (Ким и др., 2009) при выявлении основного энергетического источника функционирования мощного ТЦ Hondo в акватории Южного Индийского океана в гидрометеорологических условиях, принципиально отличающихся от условий эволюции ТЦ Gopu.

Цель настоящей работы – исследование по данным мультиспектральных спутниковых наблюдений механизма переброса скрытой теплоты экваториальной зоны водяного пара в средние широты при помощи множественного тропического циклогенеза океанических акваторий Южного полушария (Южный Индийский океан и юго-западной часть Тихого океана).

### ЭВОЛЮЦИЯ МНОЖЕСТВЕННОГО ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОГЕНЕЗА

Множественный циклогенез в Южном Индийском океане за февраль 2008 г. был сформирован тремя сильными ТЦ (Hondo-I, Ivan, Nicholas) и тремя формами ТВ (TD 17S, Hondo-II, TL), значительно более слабых по своим динамическим свойствам, чем перечисленные выше ТЦ, но, тем не менее, внесших свой заметный вклад в общую картину переброса скрытой теплоты. Хронология и траектории ТЦ и возмущений, возникших в Южном Индийском океане и юго-западной части Тихого океана в период с 25 января по 14 марта 2008 г. (по данным официальных источников), представлены на рис. 1 (см. на цветн.вклейках) и на фоне глобального поля водяного пара (5 февраля 2008г.) – на рис. 2 (на цветн. вклейках). Основные характеристики ТЦ и ТВ в Южном Индийском океане за февраль 2008 г. представлены в таблице, которая была заимствована из электронной базы данных “Глобал-ТЦ” и сформирована с использованием методик препроцессинга (Покровская, Шарков, 2006) для исходных (“сырых”) данных, представленных на сайте <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>.

**Тропическая депрессия 17S (SIO 08-3)** (см. таблицу) как первоначальное ТВ было зарегистрировано 2 февраля в 21:00 GMT (далее везде время указано по Гринвичу (GMT)) в акватории южного Индийского океана к югу от о. Ява. Скорость приводного ветра составляла 8–11 м/с, давление 1008 мб. Смещаясь в юго-юго-западном направлении, к 4 февраля возмущение усилилось до стадии тропической депрессии (ТД), скорость ветра возросла до 15 м/с, давление упало до 996 мб. В течение 4–9 февраля ТД оставалась в стационарном состоянии, медленно смещаясь в юго-восточном направлении, давление колебалось в пределах 1002–992 мб, скорость ветра оставалась постоянной. 9 февраля, достигнув 17° ю.ш., возмущение сменило направление движения на северное и 10 февраля в стадии ТВ в районе 14° ю.ш. разрушилось.

Первичное ТВ в стадии TL ТЦ Ivan (SIO 0804) (см. таблицу) было зафиксировано 4 февраля в 03:00 в районе 11.7° ю.ш., 55.3° в.д. и представляло собой размытую, плохо организованную облачную систему. Давление в центре составляло 1003 мб, скорость приземного ветра около 10 м/с. В течение 5 и 6 февраля появились признаки усиления возмущения, и 6 февраля в 18:00 было зафиксировано возникновение ТД. Облачный массив стал более плотным и организованным (рис. 3 на цветн. вклейках). 7 февраля в 12:00 ТД перешла в стадию тропического шторма. Интенсификация происходила достаточно быстро и к 18:00 возмущение перешло в стадию сильного тропического шторма. В течение 11–14 февраля интенсивность шторма периодически менялась, то усиливаясь, то ослабевая, при этом он сохранял очень слабое западное направление движения. 12 февраля был зафиксирован облачный глаз. 13 февраля облачный массив приобрел неясные очертания, интенсивность снизилась до стадии тропического шторма. 14 февраля облачный диск вновь приобрел четкие очертания с хорошо выраженными облачными хвостами. 15 февраля, медленно приближаясь к северо-восточному побережью о. Мадагаскар, смещаясь над островами в открытом теплом океане, в области со слабым сдвигом ветра в средней атмосфере, шторм усилился до стадии тайфуна, вновь появился облачный глаз. В течение 16 февраля в стадии тайфуна скорость ветра составляла около 50 м/с. ТЦ оказал катастрофическое влияние на экологию северо-восточного побережья о. Мадагаскар. 17 февраля положение облачного глаза было зафиксировано в районе г. Мананара на восточном побережье острова. Смещаясь над островом к западу-юго-западу по северо-западной периферии субтропического гребня, система быстро теряла свою интенсивность и к 18 февраля превратилась в стадию ТД, скорость ветра уменьшилась до 15 м/с, в течение 19–20 февраля смещаясь в юго-западном, а затем в юго-восточном направлениях. В течение трех последующих суток система медленно смещалась в юго-юго-восточном направлении,

Основные характеристики тропических возмущений в Южном Индийском океане (февраль 2008 г.)

№ п/п	Номер и имя возмущения	Даты существования возмущения	Координат генезиса ТВ		Дата перехода в стадию ТЦ	Координаты перехода в стадию ТЦ		Дата диссипации возмущения	Координаты диссипации возмущения		Максимальная стадия развития и период ее существования	V <sub>max</sub> , м/с
			φ	λ		φ	λ		φ	λ		
1	SIO 08-3 17 S	02.02–10.02	-11.0	100.3	-	-	-	10.02	-13.8	112.2	TD 04.02–10.02	15
2	SIO 0803 Hondo-I	02.02–12.02	-10.9	83.1	05.02	-13.4	80.4	12.02	-23.1	83.9	T 05.02–10.02	62
3	SIO 0804 Ivan	04.02–22.02	-11.7	55.3	07.02	-13.9	61.3	22.02	-21.8	41.6	T 15.02–17.02	51
4	SIO 0805 Nicholas	10.02–20.02	-15.8	122.6	13.02	-14.9	119.8	20.02	-25.6	114.2	T 16.02–18.02	41
5	SIO 0803 Hondo-II	20.02–26.02	-17.6	61.1	-	-	-	26.02	-31.1	56.2	TD 21.02–24.02	15
6	SIO 08-6 TL	24.02–26.02	-17.4	113.2	-	-	-	26.02	-21.3	105.9	TL 24.02–26.02	11

Примечание. Номера ТЦ даны в соответствии с международной классификацией. Номера классификации TD и TL даны в соответствии с методологией работы (Покровская, Шарков; 2006). Стадии развития возмущения: TD – тропическая депрессия, TL – первичное тропическое возмущение, T – тайфун. V<sub>max</sub> – скорость ветра в период максимальной стадии развития, φ – широта, λ – долгота – в град.

трансформируясь в систему умеренных широт, и окончательно диссипировало в районе  $30^{\circ}$  ю.ш.

Первичное ТВ **ТЦ Hondo-I (SIO 0803)** (см. таблицу) возникло 2 февраля в 15:00 на южной периферии внутритропической зоны конвергенции в районе  $11^{\circ}$  ю.ш.,  $83^{\circ}$  в.д. и представляло собой размытый плохо организованный облачный массив. Давление на уровне моря составляло 1004 мб, скорость ветра около 10 м/с. В течение следующих суток происходило усиление грозовой активности, давление в центре системы упало на 4 мб, что способствовало интенсификации возмущения и переходу его в стадию ТД. Облачный диск приобрел более четкие очертания. 5 февраля при благоприятных окружающих условиях произошли усиление ветра и переход возмущения в тропический шторм. Давление упало до 997 мб, скорость ветра возросла до 18 м/с. В течение суток возмущение быстро усиливалось, появилось плотное центральное ядро небольших размеров с хорошо выраженными облачными хвостами. 6 февраля в 00:00 возмущение достигло стадии тайфуна, давление в центре продолжало быстро падать, образовался облачный глаз. 7 февраля в 18:00 возмущение достигло пика своей интенсивности. Давление в центре упало до 906 мб, скорость ветра достигла 62 м/с. В течение суток тайфун продолжал смещаться с небольшой скоростью в юго-восточном направлении. В течение 8 и 9 февраля интенсивность тайфуна менялась мало, давление оставалось на уровне 925 мб, скорость ветра равнялась 54–51 м/с. Общий размер системы оставался небольшим. Двигаясь на юго-юго-запад, тайфун смещался в район с холодной морской поверхностью, где температура составляла  $25^{\circ}$ – $26^{\circ}$ С. 10 и 11 февраля происходило постепенное ослабление возмущения, давление в центре быстро росло, скорость ветра уменьшилась до 23 м/с, глубокая конвекция ослабела. 12 февраля, смещаясь западу-северо-западу вдоль периферии субтропического гребня, вся система сильно ослабела, глубокая конвекция в системе отсутствовала, возмущение диссипировало.

Первичное ТВ **ТЦ Nicholas (SIO 0805)** было зафиксировано 10 февраля в 21:00 в районе  $15.8^{\circ}$  ю.ш.,  $122.6^{\circ}$  в.д. у северо-западного побережья Австралии в Тиморском море и представляло собой очень размытую облачную систему, расположенную на южной стороне внутритропической зоны конвекции (ВЗК). 12 февраля в 12:00 ТВ перешло в стадию ТД, образовалось плотное облачное ядро с размытыми краями. Отметим, что близость Австралийского побережья (менее 300 км) не препятствовала усилению возмущения. 13 февраля возмущение усилилось до стадии тропического шторма и продолжало существовать в этой стадии в течение 14 февраля. Скорость ветра составила 21 м/с, давление 980 мб. 15 февраля шторм усилился до стадии сильного тропического шторма, скорость ветра в центре до 28 м/с, давление 966 мб. 16 февраля шторм усилился до стадии тайфуна и просуществовал в ней до

18 февраля. Максимальная скорость ветра составила 44 м/с, давление упало до 944 мб. Облачный диск увеличил свои размеры, появились хорошо выраженные хвостовые изогнутые облачные полосы в северо-западном секторе. Вся вихревая система находилась на близком расстоянии от побережья. 19 февраля вихревая система ТЦ продолжала медленно смещаться в южном направлении с непосредственным выходом на сушу и последующей диссипацией 20 февраля.

Как было показано в работе (Ким и др., 2009), остаточная форма ТЦ Hondo-I была втянута 20 февраля в область влияния ТЦ Ivan и, благодаря установлению двух джетовых спиральных мостов с основным полем водяного пара, произошла ее трансформация в форму ТД **Hondo-II (SIO 0803)** (см. таблицу). Указанная облачная система сопровождалась активными грозовыми штормами. Смещение в северо-западном направлении по периферии субтропического гребня способствует усилению приземного ветра до 15 м/с и возникновению ТД. В течение 22–23 февраля ослаблению возмущения препятствовали теплый океан и благоприятные атмосферные условия. 24 февраля, продолжая свое движение к югу, система переместилась на холодную морскую поверхность с температурой  $26^{\circ}$ С и ослабела. 25–26 февраля, двигаясь в юго-юго-восточном направлении вокруг субтропического гребня, возмущение медленно трансформировалось в систему умеренных широт в районе  $30^{\circ}$  ю.ш.,  $60^{\circ}$  в.д. Указанная достаточно необычная эволюционная история ТЦ Hondo была зафиксирована на сайте <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>, и авторами настоящей работы воспроизведена в художественной форме на рис. 1 в работе (Ким и др., 2009).

Первичное ТВ в стадии **TL (SIO 08-6)** было зарегистрировано 24 февраля в 02:00 в акватории южного Индийского океана к западу от северо-западного побережья Австралии. Скорость приводного ветра составляла 11–13 м/с, давление 1004 мб. В течение 25–26 февраля смещаясь в западно-юго-западном направлении возмущение постепенно ослабевало, скорость ветра уменьшилась до 5–7 м/с, давление возросло до 1006 мб и достигнув  $21^{\circ}$  ю.ш. возмущение разрушилось.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Исходными данными для работы послужили данные микроволновых комплексов AMSR-E ИСЗ Aqua, обновляющиеся в реальном режиме времени (<http://www.remss.com> (Remote Sensing Systems)), а также ИК-изображений акватории Южного Индийского океана и части Тихого океана с геостационарного ИСЗ Meteosat-7. На основе временной серии микроволновых изображений был сформирован анимационный фильм по эволюции глобального поля интегрального водяного пара эк-

ваториальной области, который и был представлен авторами на Седьмой всероссийской открытой ежегодной конференции (Шарков и др., 2009).

В работе были использованы пространственно-временные комбинации изображений восстановления интегрального содержания водяного пара в атмосфере и ИК-изображений облачных систем, приведенные к одинаковому масштабу методом слияния, поскольку только в таком случае наиболее полно отражаются процессы энергетических преобразований, проходящие в тропической зоне.

Алгоритм восстановления данных о полном содержании влаги в атмосфере подробно описан на сайте — [www.ssmi.com/amsr/amsr\\_data\\_description.html#amsre\\_data](http://www.ssmi.com/amsr/amsr_data_description.html#amsre_data). Данные с приборов SSM/I и AMSR-E обрабатывались в соответствии с традиционными методами восстановления параметров атмосферы по спутниковым микроволновым данным.

## МЕТОДИКА И АЛГОРИТМЫ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ

Авторами проведен детальный анализ энергетических особенностей глобального поля интегрального водяного пара экваториальной зоны Индийского и Тихого океанов при возникновении в нем ТВ на основе пространственно-временного метода “слияния”. Метод представляет собой развитие методики формирования и накопления информации по разномасштабным данным спутникового ДЗ, которая применяется для исследования практически стационарных объектов и полей на земной поверхности. В случае же его использования для таких быстротекущих процессов, как пространственно-временная эволюция глобального поля водяного пара и эволюция ТЦ, требуется существенная корректировка метода, которая впервые проведена авторами при анализе эволюции ТЦ Goni и Hondo (Шарков и др., 2008; Ким и др., 2009), а в настоящей работе усовершенствована.

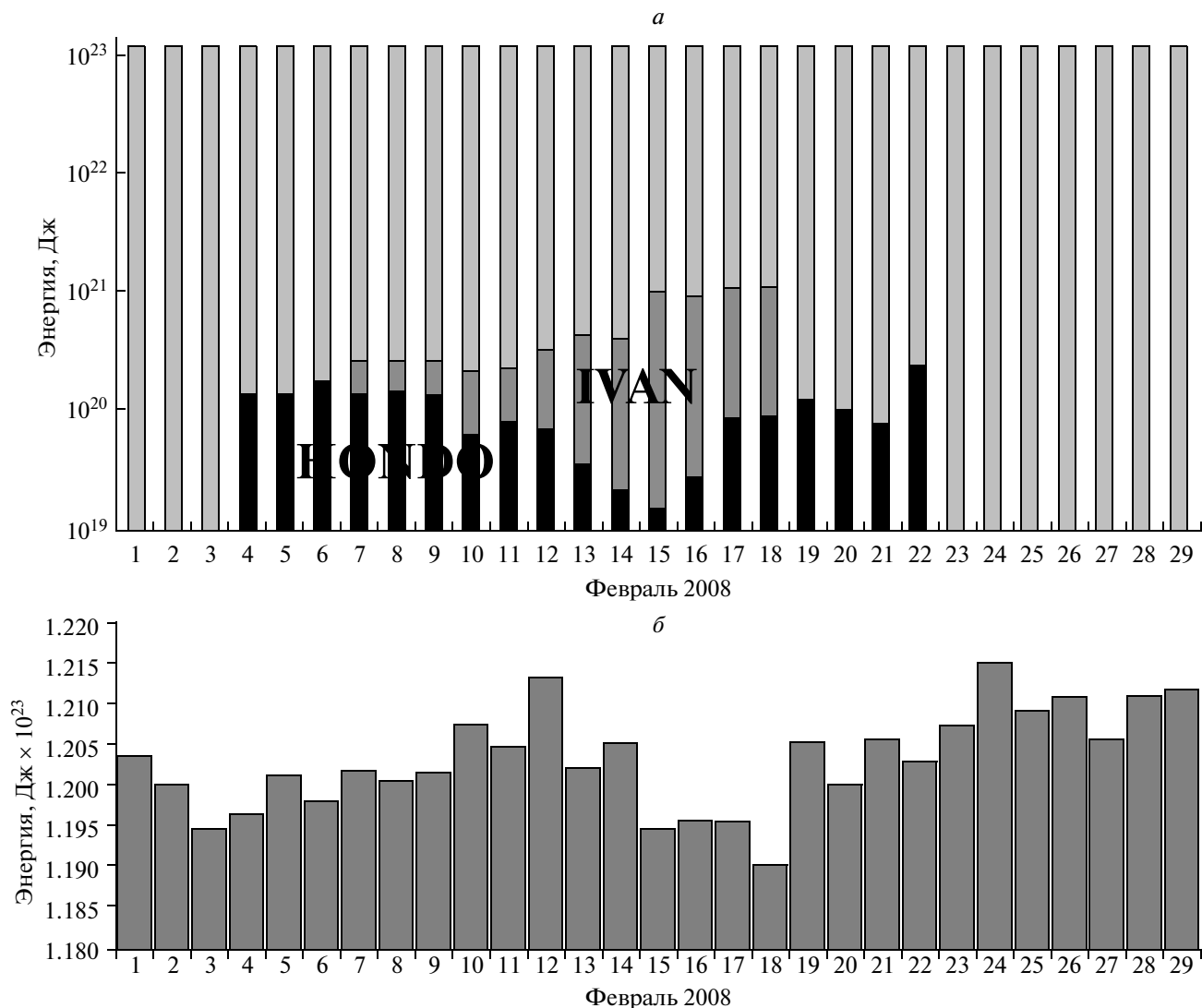
Целью работы, как было сказано выше, являлась оценка общей энергетики материнской области водяного пара ВЗК и областей интегрального водяного пара, “сопровождающего” ТЦ и ТВ (“дочерние” поля), с использованием готовых продуктов обработки спутниковых данных. Как было сказано выше, в работе использовались данные ИК-каналов геостационарного ИСЗ Meteosat-7 и продукт восстановления интегрального водяного пара по данным микроволнового комплекса AMSR-E ИСЗ Aqua, которые были обработаны по предлагаемому авторами алгоритму. Детальный анализ разработанной авторами системы обработки исходной информации представлен в работе (Ким и др., 2009). Здесь же остановимся на дополнительных особенностях, связанных с исследованием множественного циклогенеза, тогда как в предыдущих работах авторов

речь шла об индивидуальном циклогенезе (Шарков и др., 2008; Ким и др., 2009).

Для восстановления полной картины водяного пара были произведены процедуры “слияния” информации, получаемые с витков на нисходящих и восходящих орбитах (ИСЗ Aqua) с последующим устранением лакун с помощью метода линейной интерполяции данных по координатам и времени. Таким образом, был получен массив данных содержания водяного пара для всей акватории Мирового океана, где один пиксел соответствовал площади на земной поверхности от 10 до 28 км (из-за особенностей проекции). В качестве примера на рис. 2 приведена глобальная карта интегрального содержания водяного пара по акваториям Мирового океана, усредненная за сутки, с выделением исследуемых ТЦ и ТВ в Южном Индийском океане и юго-западной части Тихого океана.

Следующей задачей в расчете было выделение областей интегрирования, то есть распознавание образа глобального поля водяного пара (материнское поле) и областей интегрального водяного пара, приуроченных к каждому этапу эволюции циклона (устойчивые “дочерние” зоны). Авторы посчитали оптимальным выделить вручную области интегрирования в поле водяного пара по целому ряду причин. Это определялось, прежде всего, необходимостью выделения зоны повышенного содержания водяного пара для каждого конкретного изображения, что соответствовало конкретному этапу в эволюции каждого возмущения. Поскольку на каждом этапе эволюции ТЦ сопровождающее его поле водяного пара сложным образом эволюционировало (рис. 3), то выполнить процедуру распознавания автоматизированными методами идентификации пока не представляется возможным. Кроме того, при выделении области интегрирования на ранних этапах генезиса ТЦ идентификация области водяного пара, сопровождающая его, трудно распознаваема в зоне водяного пара ВЗК, то есть от области своего энергетического “питания”. Для того чтобы решить эту задачу, авторы использовали изображения ИК-диапазона, полученные с геостационарного ИСЗ Meteosat-7, поскольку в ИК-области спектра ТЦ распознается по структурным особенностям облачных масс. Временной ряд композиций (кадров) попарных ИК-изображений ИСЗ Meteosat-7 и поля интегрального водяного пара, приведенных к одинаковому масштабу и отображающих различные стадии эволюции и трансформации ТЦ и ТВ за февраль 2008 г., представлен на рис. 3.

Вторым критерием выделения циклона послужило пороговое значение водяного пара, ниже которого интересующее нас образование не давало значительного вклада. Таким образом, на основании перечисленных выше критериев выбиралась область интегрирования, по которой производился расчет интегрального содержания водяного пара с



**Рис. 5.** Временная эволюция скрытой теплоты поля водяного пара материнского поля ВЗК и двух ТЦ – Hondo и Ivan: *a* – график в полулогарифмическом масштабе; *б* – временной ряд энергии скрытой теплоты материнского поля ВЗК в Индийском и Тихом океанах в линейном масштабе.

получением общего содержания пара в зоне водяного пара области ВЗК Индийского и Тихого океанов (рис. 2) и областей, сопровождающих ТЦ и ТВ (рис. 3).

Перевод полученных значений количества влаги в величину скрытой энергии проводился исходя из следующих предположений: осажденный водяной пар с толщиной в 1 мм (по исходным данным) соответствует, с учетом плотности воды в  $1 \text{ г/см}^3$ , массе воды в 1 кг на площади в  $1 \text{ м}^2$ . С другой стороны, известно, что удельная теплота фазового перехода пар–вода составляет  $2.5 \times 10^6 \text{ Дж/кг}$ . Таким образом, при толщине осажденного пара в 1 мм величина скрытой теплоты конденсации составит  $2.5 \times 10^{12} \text{ Дж}$  на площади в  $1 \text{ км}^2$ . Площадь зоны интегрирования из пикселей, в которых она была пред-

ставлена в исходном массиве данных, была переведена в квадратные километры, для чего был рассчитан массив перевода площади. В результате всех этих шагов были получены значения энергии скрытой теплоты материнского поля водяного пара для ВЗК и сопровождающих ТЦ областей водяного пара (Дж) на всех стадиях их эволюции и представлены на рис. 3–5.

#### ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОГЕНЕЗА В ГЛОБАЛЬНОМ ПОЛЕ ВОДЯНОГО ПАРА

Прежде всего, укажем на то, что ввиду высокой пространственно-временной вариабельности оптических полей и полей водяного пара в глобальном

(рис. 2) и региональном масштабах, отсутствует полная тождественность в облачном поле и поле водяного пара при суточном временном усреднении. Это хорошо видно при сопоставлении глобального поля водяного пара Индийского и Тихого океанов с изображениями в видимом и ИК-диапазонах с гео-стационарных ИСЗ (рис. 2).

В результате применения модифицированного авторами метода слияния данных была получена временная серия сдвоенных кадров за весь цикл эволюции пяти ТВ (см. таблицу), скомбинированных в одном масштабе и включивших в себя изначально разномасштабные космические ИК-изображения ИСЗ Meteosat-7, и изображения областей интегрального водяного пара как продукта выполненного по микроволновым данным ИСЗ Aqua. По полям интегрального водяного пара (рис. 3) производились дальнейшие энергетические расчеты. Из анализа скомбинированных изображений непосредственно следует, что область повышенного содержания интегрального водяного пара соответствует облачному массиву ТЦ. Эта область в поле водяного пара как бы приурочена к центру действия циклона. Однако сама область водяного пара имеет пространственные размеры, существенно большие, чем отражено облачными структурами в видимом диапазоне. Отметим, что данное утверждение относится к ситуации, когда ТВ “вышло” из области интегрального водяного пара ВЗК и связано с этой областью джетовым спиральным мостом. Как мы уже отмечали в работах (Шарков и др., 2008; Ким и др., 2009), именно этот элемент поля водяного пара, скорее всего, ответственен за энергозапас скрытого тепла ТЦ, который циклон «несет» на себе. Важно отметить, что анализ данных рис. 3 и рис. 2 показывает, что аналогичная ситуация имеет место и при эволюции первичных ТВ и ТД. И самое интересное заключается в том, что энергозапас дочерней области водяного пара ТВ и ТД вполне сопоставим с энергозапасом ТЦ, а в ряде случаев и превышает его (см. диаграммы TL и 17S на рис. 3). На это обстоятельство указывает и диаграмма Hondo (рис. 3), где приведены одновременно в одинаковом масштабе энергозапасы ТЦ Hondo-I и ТД Hondo-II.

Теперь рассмотрим эволюцию суточного значения энергии скрытой теплоты поля водяного пара, сопровождающего структуры ТЦ, ТД и ТВ за период 3–27 февраля 2008 г. Если предположить, что энергетическое взаимодействие рассматриваемых (см. таблицу) тропических структур не происходит, то их общий вклад в энергетику скрытого тепла Южного Индийского океана (на суточном интервале), вынесенного в средние широты из ВЗК, можно представить как сумму их составляющих (рис. 4 на цветн. вклейках). Анализ данных, представленных на рис. 4, показывает, что общий ежесуточный вынос скрытого тепла тропическими системами значителен и обладает большими суточными вариациями — от  $1.5 \times 10^{20}$  Дж до  $1.4 \times 10^{21}$  Дж, то есть практически

на порядок. При этом в период 4–14 февраля 2008 г. перенос скрытой теплоты практически не менялся и составлял около  $4 \times 10^{20}$  Дж.

Построение по принятой авторами методике глобального поля водяного пара Индийского и Тихого океанов позволяет давать важные оценки скрытой энергии центральной экваториальной зоны водяного пара в ВЗК Индийского и Тихого океанов (Южное полушарие), а также обнаруживать вариаций скрытой теплоты, связанной с переносом в высокие широты множественным циклогенезом связанных областей водяного пара. Оценка энергосодержания скрытой теплоты материнской экваториальной зоны ВЗК (Южное полушарие в феврале 2008 г. с суточным усреднением) проводилась по той же методике, что и для индивидуальных ТВ. Из анализа данных рис. 5, приведенных в линейном масштабе, следует, что среднее значение скрытой теплоты материнской экваториальной ВЗК составляет достаточно стабильную величину около  $10^{23}$  Дж с небольшими временными суточными вариациями около 1%. Оценка энергопереноса скрытой теплоты одним ТЦ и ТВ из материнского поля (рис. 5) составляет 0.1–1% от общей энергии материнского поля. Важно отметить, что восстановление глобального материнского поля интегрального водяного пара происходит за счет механизмов широтного переноса (западный перенос в тропиках) из районов Меланезии за срок порядка 1 сут.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам анализа полученных данных, показано, что эффективным каналом перекачки энергии скрытой теплоты из тропиков в средние широты является область водяного пара повышенной интегральной концентрации, захваченной каждым из циклонов из тропической зоны и сохраненной им на протяжении всего этапа его эволюции при помощи джетового спирального “моста” (эффект “выброса”). Принципиально новым результатом, полученным в данном исследовании, являются оценки скрытой энергии центральной экваториальной зоны водяного пара в ВЗК Индийского и Тихого океанов (Южное полушарие), а также обнаружение вариаций скрытой теплоты, связанной с выбросом в высокие широты множественным циклогенезом связанных областей водяного пара. Оценка энергосодержания скрытой теплоты материнской экваториальной ВЗК (Южное полушарие в январе–марте) составляет около  $10^{23}$  Дж с временными суточными вариациями около 1%. Оценка энергопереноса скрытой теплоты одним ТЦ и ТВ из материнского поля составляет от 0.1 до 1% от общей энергии материнского поля. Восстановление глобального материнского поля интегрального водяного пара происходит механизмами широтного переноса (западный перенос в тропиках) за срок порядка 1 сут.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-01019-а.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голицын Г.С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.
- Грей У. Генезис и интенсификация тропических циклонов // Интенсивные атмосферные вихри. М.: Мир, 1985. С. 10–31.
- Ким Г.А., Шарков Е.А., Покровская И.В. Эволюция и энергетическая структура тропического циклона Hondo по данным оптико-микроволнового спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой Вып. 6. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2009. С. 126–136.
- Палмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л. Гидрометеиздат, 1973. 398 с.
- Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Вер. 3.1. (1983-2005). М.: Полиграф-сервис, 2006. 728 с.
- Покровская И.В., Руткевич П.Б., Шарков Е.А. Сценарный принцип усвоения спутниковой и наземной информации в контексте задач исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 3. С. 32–42.
- Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 220 с.
- Шарков Е.А. Аэрокосмические исследования тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 6. С. 87–111.
- Шарков Е.А. Дистанционные исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 52–68.
- Шарков Е.А., Покровская И.В. Региональные тропические циклогенезы в поле поверхностной и температуры Мирового океана // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 2. С. 54–62.
- Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона Goni и его связь с полем интегрального водяного пара в экваториальной области // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 6. С. 25–30.
- Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Множественная генерация тропических циклонов в Южном Индийском океане // 7-я Всерос. открытая ежегодная конф. “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. 16–20 ноября 2009 г. Москва: ИКИ РАН, Электрон. ресурс, 2009. С. 179.
- Hassim M.E.E., Walsh K.J.E. Tropical cyclone trends in the Australian region // *Geochimistry. Geophys. Geosyst.* (G<sup>3</sup>). 2008. V. 8. № 7. P. 1–17. Q07V07. doi: 10.1029/2007GC001804.
- Henderson-Sellers A., Zhang H., Berz G., Emanuel K., Gray W., Landsea C., Holland G., Lighthill J., Shieh S.-L., Webster P. McGuffie K. Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC Assessment // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1998. V. 79. № 1. P. 19–38.
- Semmler T., Varghese S., McGrath R., Nolan P., Wang S., Lynch P., O’Dowd C. Regional model simulation of North Atlantic cyclones: Present climate and idealized response to increased sea surface temperature // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № D02107. doi: 10.1029/2006JD008213.
- Sharkov E.A. Remote sensing of tropical regions. Chichester, N.Y., etc.: John Wiley and Sons / PRAXIS, 1998. 320 p.
- Sharkov E.A. Global tropical cyclogenesis. L., B., N.Y. etc: Springer / PRAXIS, 2000. 370 p.
- Tremberth K.E., Fasullo J. Water and energy budgets of hurricanes and implications for climate change // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № D23107. doi:10.1029/2006JD008304.
- Vecchi G.A., Soden B.J. Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity // *Nature.* 2007. V. 450. № 7172. P. 1066–1070.
- Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A., Chang H.R. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment // *Science.* 2005. V. 309. № 5742. P. 1844–1846.

## Energy Properties of the Plural Tropical Cyclogenesis in Global Water Vapor Field Using Multi-Spectral Satellite Observations

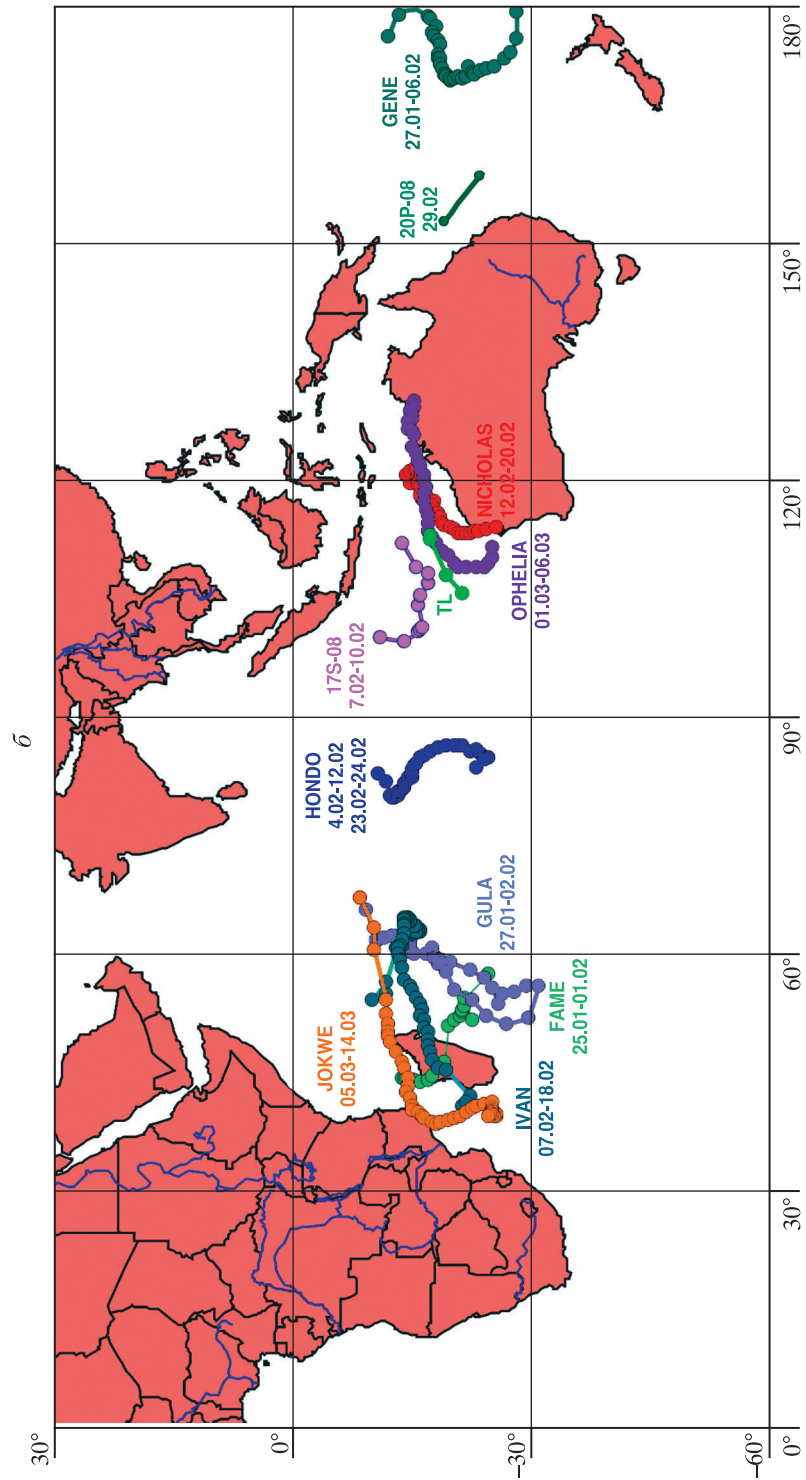
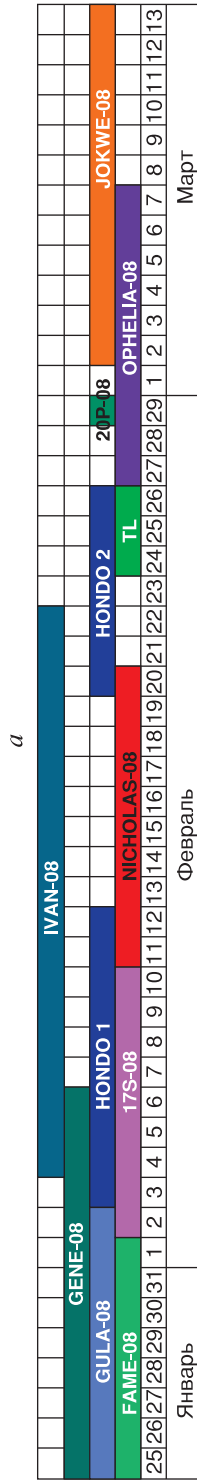
© 2011 E. A. Sharkov<sup>1</sup>, G. A. Kim<sup>2</sup>, I. V. Pokrovskaya<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

<sup>2</sup> Scientific Center of Aerospace Monitoring “Aerocosmos”, Moscow

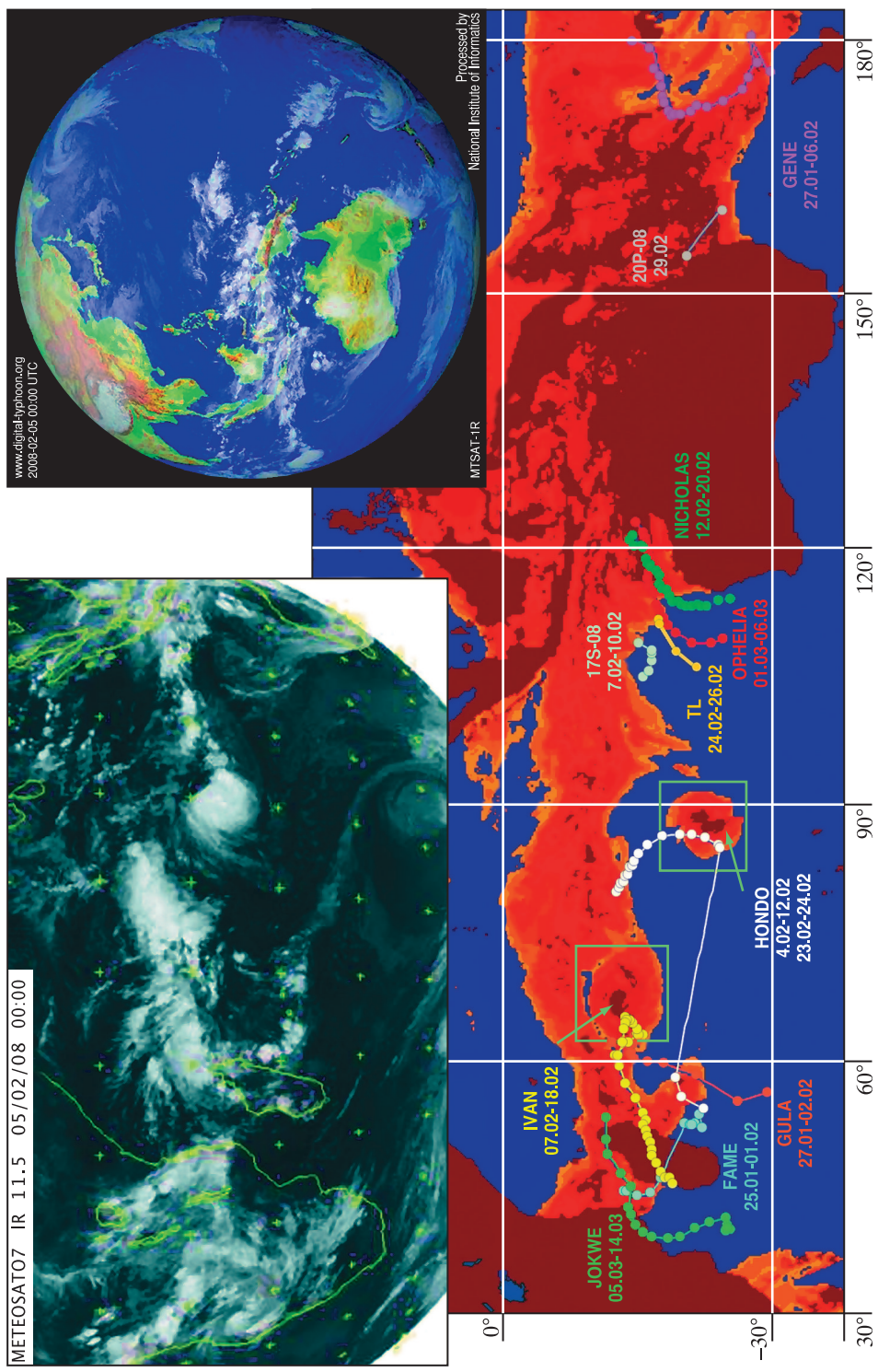
In the paper, the detailed analysis of tropical cyclogenesis energy evolution in South Indian ocean (January–March 2008) in the global water vapor field by IR and microwave multi-scale satellite data has been studied. On the base of tropical cyclone evolution investigation it was experimental detected one of main energy sources of functioning of the tropical cyclone. As a result of studies it was shown that the only feasible source is the precipitable water vapor field that tropical cyclone captured from tropical zone with monsoonal circulation and conserved during all evolution stage. The estimations of the global water vapor latent energy and its temporal variations were performed. The estimation of latent energy capture by tropical cyclone from the global water vapor equatorial field was first carried out.

**Keywords:** tropical cyclones, precipitable water vapor, microwave remote sensing.

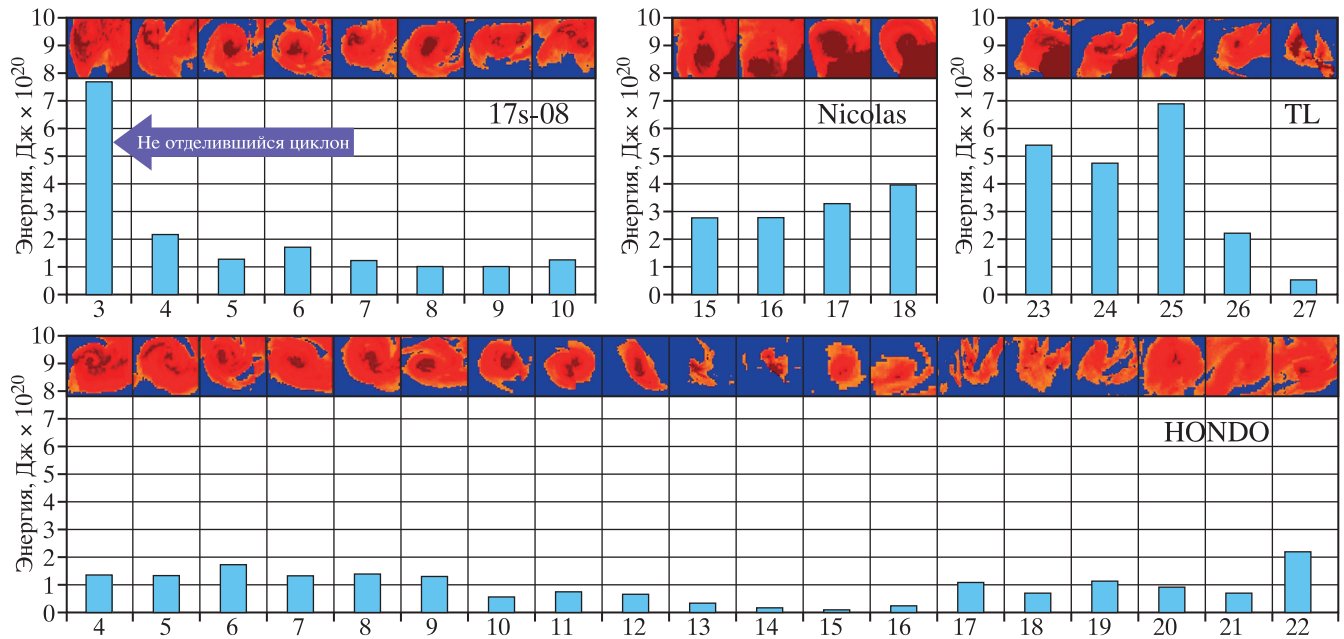


**Рис. 1.** Хронология (*a*) и траектории (*б*) ТЦ, возникших в Южном Индийском океане и юго-западной части Тихого океана в период с 25 января по 14 марта 2008 г. (по данным официальной версии с сайта <http://www.solar.fia.hawaii.edu>).

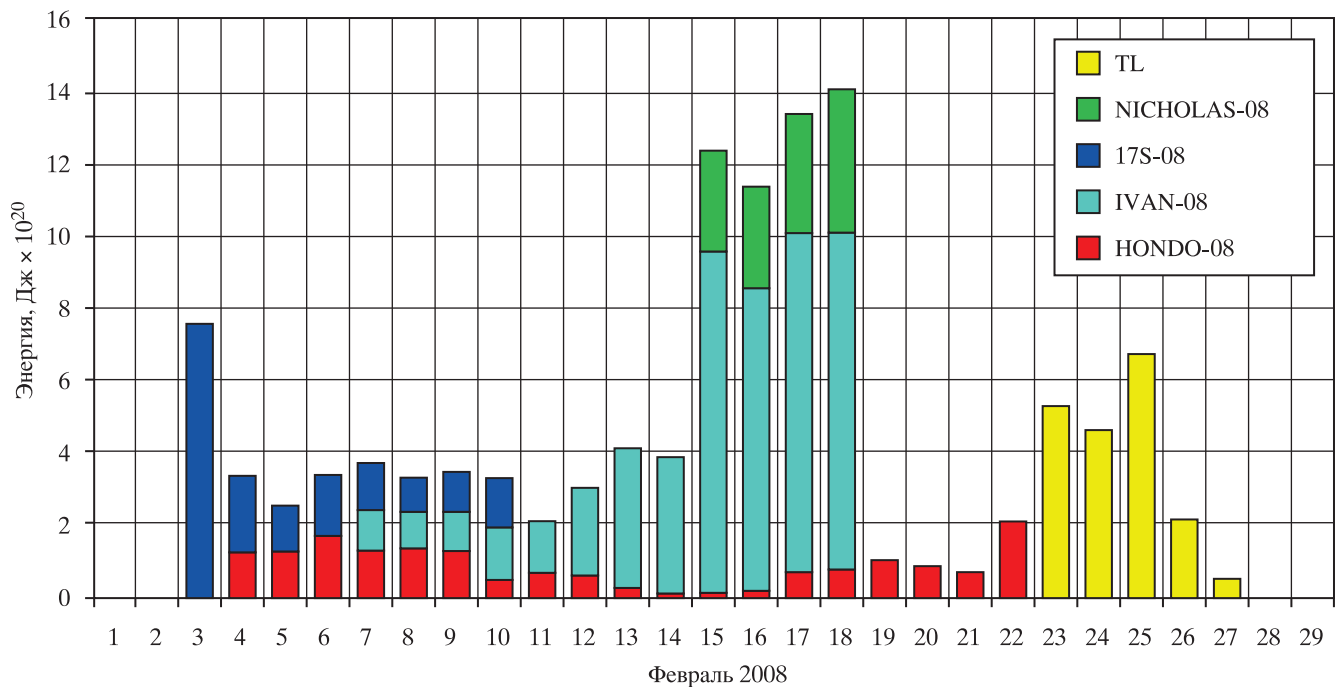




**Рис. 2.** Глобальное поле водяного пара в акваториях Индийского и Тихого океанов за 5 февраля 2008 г. с нанесенными на него траекториями ТЦ за период с 25 января по 14 марта 2008 г. На вставках: слева вверху – фрагмент (в области экватора) ИК-изображения геостационарного ИСЗ Meteosat-7 за 5 февраля 2008 г.; справа вверху – полное оптическое изображение Земли с геостационарного ИСЗ MTSAT-1R за 5 февраля 2008 г.



**Рис. 3.** Временная эволюция скрытой теплоты в дочерних зонах водяного пара, приуроченных к ТЦ Hondo-I (4–16 февраля 2008 г.) и ТД Hondo-II (17–22 февраля 2008 г.); ТЦ Nicolas (15–18 февраля 2008 г.); тропическая депрессия 17S-08 (3–10 февраля 2008 г.); первичное тропическое возмущение TL (24–27 февраля 2008 г.). Цветные фрагменты сверху каждого графика демонстрируют области водяного пара, по которым выполнено интегрирование.



**Рис. 4.** Временная эволюция скрытой теплоты множественного циклогенеза Южного Индийского океана за февраль 2008 г., который включал в себя ТД 17S-08, ТЦ Hondo-I, ТД Hondo-II, ТЦ Ivan, ТЦ Nicolas и ТВ TL.



## УПРОЩЕННОЕ ОПИСАНИЕ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ ЗАДАЧ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2011 г. В. Ю. Караев\*, М. Б. Каневский, Е. М. Мешков

Учреждение Российской академии наук Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

\*E-mail: volody@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 22.03.2010 г.

Исследована возможность применения упрощенного подхода к описанию морского волнения при изучении обратного рассеяния радиолокационного (РЛ) СВЧ-сигнала. Предлагается при численных оценках параметров отраженного сигнала использовать вместо спектра волнения статистические моменты параметров поверхности второго порядка. Показано, что с их помощью в большинстве случаев можно классифицировать тип волнения (развивающееся ветровое волнение, полностью развитое ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение), причем информации достаточно для проведения численного моделирования при решении прямой и обратной задач РЛ-зондирования морской поверхности. Исследование показало, что на координатной плоскости “ширина–смещение” доплеровского спектра также сохраняется возможность классификации типов волнения при малых углах падения излучения. Выбор в качестве переменных при описании волнения статистических моментов второго порядка сводит процедуру моделирования обратного рассеяния к заданию статистических моментов волнения, что делает процесс моделирования более простым и наглядным, а также снимает вопрос о применимости существующих моделей спектра волнения для расчетов в конкретной акватории.

**Ключевые слова:** дистанционное зондирование, спектр волнения, ширина и смещение доплеровского спектра, сечение обратного рассеяния, статистические моменты второго порядка

### ВВЕДЕНИЕ

Волнение на водной поверхности формируется под влиянием множества факторов и, как показывают измерения, является случайным процессом с функциями распределения возвышений и наклонов поверхности, близкими к гауссовым (Лонге-Хиггинс, 1962). Для описания волнения традиционно используется спектральный подход, когда временная или пространственно-временная реализация процесса (возвышение, наклон) с помощью стандартных процедур обработки преобразуется в спектр волнения.

Спектр поверхностного волнения зависит от множества факторов, например, скорости ветра, длины ветрового разгона и параметров волн зыби. Наиболее распространенными и используемыми при анализе поверхностного волнения являются частотные спектры волнения, например (Pierson, Moskowitz, 1964; Давидан, 1969; Hasselman et al., 1973).

Спектральный подход успешно применяют океанологи при изучении волнения. Однако задачи, решаемые океанологами и специалистами по дистанционному зондированию (ДЗ), существенно различаются, поэтому впоследствии были разработаны модифицированные спектры волне-

ния, ориентированные на решение задач ДЗ, например (Elfouhaily et al., 1997; Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000; Kudryavtsev et al., 2003). С их помощью проводится численное моделирование процесса рассеяния на морской поверхности при решении прямой и обратной задач.

Характеристики отраженного РЛ-сигнала полностью определяются параметрами волнения. Однако по измеренному радиолокатором сечению обратного рассеяния восстанавливают не параметры волнения, а скорость приповерхностного ветра в предположении существования однозначной связи между сечением обратного рассеяния и скоростью ветра, например (Nadiri, Freilich, 1991; Witter, Chelton, 1995). При таком подходе алгоритмы обработки РЛ-данных изначально содержат ошибку восстановления, так как связь между скоростью ветра, с одной стороны, и параметрами волнения – с другой, далеко не однозначна.

Хотя спектральное описание в принципе является универсальным, использование при численных расчетах модельных спектров сталкивается с ограничениями на их применение в каждом конкретном случае, например, во внутренних водоемах, заливах, на течениях. Современные модели спектров не могут учесть все особенности формирования волнения в конкретном регионе, а также

требуют знания параметров модели, например, скорости ветра и его стабильности, длины ветрового разгона, высоты волн зыби. В настоящее время эти параметры РЛ-методами не измеряются.

Предлагаемый нами упрощенный подход к описанию поверхностного волнения через его статистические моменты второго порядка особенно актуален для рек и других внутренних водоемов, а также в морской прибрежной зоне. Условия волнообразования в этих случаях могут существенно отличаться от тех, что характерны для открытого моря, поэтому формальный перенос известных результатов и алгоритмов обработки РЛ-данных приведет к значительным ошибкам. Для одной и той же скорости ветра спектр волнения в открытом море существенно отличается от спектра волнения в прибрежной зоне или в речных условиях. В связи с этим известные алгоритмы обработки РЛ-данных будут давать значительную ошибку.

Известно, что параметры отраженного РЛ-сигнала при малых углах падения зондирующего излучения определяются статистическими моментами рассеивающей поверхности. Поэтому в радиолокации при решении обратной задачи непосредственно должны восстанавливаться именно статистические характеристики поверхности, а не скорость ветра, которая в настоящее время определяется через эмпирическую связь ее с параметрами РЛ-сигнала.

В данной работе исследуется возможность описания поверхностного волнения в задачах ДЗ через статистические моменты и рассматривается их связь со спектральными и энергетическими параметрами отраженного РЛ-сигнала без привлечения в расчетах пространственного спектра волнения, измерение которого само по себе является сложной измерительной задачей в натуральных условиях.

Одним из аргументов в пользу перехода к другому описанию волнения является то, что, восстановив по РЛ-данным скорость ветра, мы тем не менее ничего не можем сказать о самом волнении и, следовательно, например, об интенсивности процесса теплообмена между атмосферой и океаном, в значительной степени зависящей от волнения.

Неоднозначность связи скорости ветра и высоты значительного волнения хорошо видна на рис. 1а и 1б, где приведены буйковые измерения скорости ветра и высоты значительного волнения вблизи Гавайских о-вов и п-ова Флорида соответственно.

Кривой на рисунке показана рассчитанная по модели спектра JONSWAP зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения. В дальнейшем эту кривую будем называть равновесной

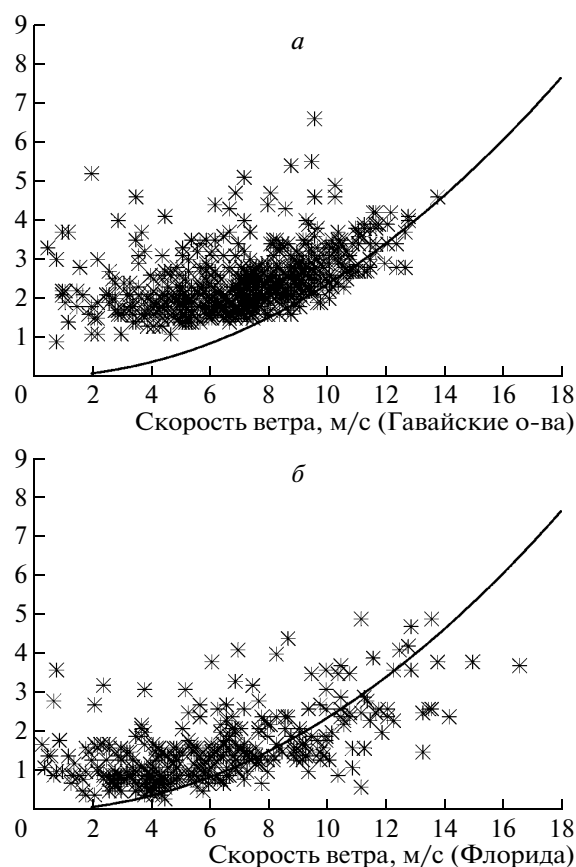
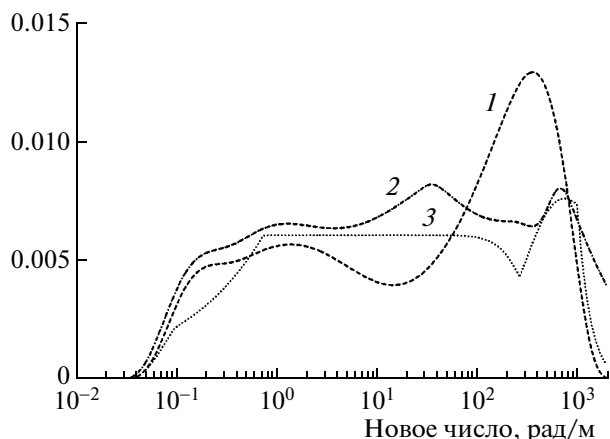


Рис. 1. Связь скорости ветра и высоты значительного волнения по данным буйев: а – вблизи Гавайских о-вов; б – вблизи побережья п-ова Флорида.

кривой, т.к. она отражает зависимость максимально достижимой в процессе ветрового разгона высоты ветрового волнения для данной скорости ветра, т.е. когда достигается равновесие между ветром и волнением. Аналогичный разброс наблюдается при сопоставлении скорости ветра и дисперсии наклонов поверхности, т.е. информация только о скорости ветра не дает достоверного описания поверхностного волнения, особенно при слабых и средних ветрах, когда велико влияние волн зыби.

Из сравнения рис. 1а и 1б видно, что волновой климат сильно изменяется от региона к региону и этот эффект также влияет на точность восстановления скорости ветра (Караев и др., 2002) при использовании алгоритмов обработки данных, не учитывающих особенности формирования волнения в исследуемом регионе.

В данной работе возможности нового описания волнения исследуются численно, и вычисления параметров отраженного РЛ-сигнала базируются на оценках статистических моментов второго порядка по модели спектра волнения.



**Рис. 2.** Модельные спектры кривизн для скорости ветра 10 м/с: кривая 1 – спектр Elfouhaily (Elfouhaily et al., 1997); 2 – спектр Кудрявцева (Kudryavtsev et al., 2003); 3 – наша модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000).

Используемые обычно для численных оценок параметров волнения модели спектров достаточно близки между собой, что видно из рис. 2, на котором сравниваются спектры кривизн для упомянутых выше моделей: кривая 1 – спектр Elfouhaily (Elfouhaily et al., 1997), 2 – спектр Кудрявцева (Kudryavtsev et al., 2003) и 3 – наша модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000). Модели спектров имеют общие черты и все дают значения дисперсии наклонов, близкие к данным Cox и Munk (Cox, Munk, 1954).

Для численных расчетов в данной работе будет использоваться модель спектра (Караев, Баландина, 2000), т.к. для нее в рамках двухмасштабной модели поверхности было выполнено деление спектра на крупно- и мелкомасштабную составляющие, что необходимо для вычисления статистических моментов. Краткое описание используемой модели спектра волнения приведено в Приложении.

Объективной предпосылкой к переходу от спектрального описания морской поверхности к “моментному” является то, что разработанный нашей группой радиолокатор с ножевой диаграммой направленности способен измерять такие параметры волнения, как дисперсия наклонов, дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициенты корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости (Караев и др., 2003; Караев и др., 2004; Мешков, Караев, 2004). Следовательно, если отраженный РЛ-сигнал напрямую зависит от этих параметров, то именно они, а не скорость ветра, должны использоваться для описания поверхностного волнения при решении задач ДЗ и восстанавливаться по отраженному РЛ-сигналу. Скорость приповерхностного ветра должна вос-

станавливаться по ним, а не по сечению обратного рассеяния, как это практикуется сейчас.

В результате при обработке отраженного РЛ-сигнала мы будем восстанавливать параметры поверхности, которые реально влияют на процесс отражения электромагнитных волн, а вопрос их связи со скоростью ветра является самостоятельной задачей, которая должна рассматриваться отдельно.

В статье приведены формулы для статистических моментов крупномасштабного волнения, которые могут применяться другими исследователями при решении своих задач.

## ДВУХМАСШТАБНАЯ МОДЕЛЬ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При описании процесса рассеяния электромагнитных волн см-диапазона на морской поверхности вводится понятие двухмасштабной модели поверхности, в соответствии с которой вводится граничное волновое число  $k_{гр}$ , которое делит спектр волнения на две части: 1) крупномасштабное, по сравнению с длиной волны радиолокатора, волнение, которое расположено левее граничного волнового числа, и 2) мелкомасштабное волнение, которое лежит правее граничного волнового числа, например (Фукс, 1966; Valenzuela, 1978).

К настоящему времени нет общепринятого значения граничного волнового числа  $k_{гр}$ , так как деление опирается на понятия пологости крупномасштабного волнения и малости высоты мелкомасштабного волнения (ряби) по отношению к длине волны падающего излучения. Обычно указывают интервал, в котором оно лежит.

Известно, что метод Кирхгофа работает для пологих неровностей, т.е. когда длина волны радиолокатора много меньше радиуса кривизны поверхности (Фукс, 1966; Басс, Фукс, 1972). Определяя по-разному малость параметра, например, 0.2; 0.1; 0.05 или 0.01, мы будем получать разные граничные волновые числа и, следовательно, разные значения статистических моментов для крупномасштабного волнения.

Однако даже если более четко определить, что понимается в критериях под “малостью”, например, положить значение равным 0.1, то граничное волновое число будет зависеть от модели спектра, которая используется в вычислениях.

Оптимальное деление спектра волнения на крупно- и мелкомасштабное волнение может быть получено только на основе сравнения параметров волнения, измеренных контактными методами, с восстановленными по данным РЛ-измерений. Подобный эксперимент можно представить следующим образом: измерив зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, мы

сможем восстановить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения вдоль направления зондирования (Караев и др., 2008а). Измерив одновременно в месте измерений контактным способом высоту волнения, например, струнным волнографом, мы найдем спектр волнения. При обработке, изменяя верхний предел интегрирования, мы можем найти граничное волновое число  $\kappa_{гр}$ , которое делит измеренный спектр на крупно- и мелкомасштабную составляющие в соответствии с данными эксперимента. К сожалению, такие эксперименты до сих пор не проведены.

В наших расчетах мы использовали модифицированный спектр волнения (см. приложение), для которого были вычислены зависимости граничного волнового числа от скорости ветра для нескольких длин электромагнитных волн.

Даже если выбор граничного волнового числа был сделан не совсем правильно, тем не менее, полученные результаты качественно останутся корректными и позволят получить представление о связи параметров волнения между собой и определить интервалы их изменения, разработать процедуру классификации типов волнения по характеристикам отраженного РЛ-сигнала.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вычислительная составляющая исследования состоит из двух частей. Прежде всего, формируется массив данных (статистические моменты второго порядка для крупномасштабного волнения), описывающий основные состояния морской поверхности. После этого вычисляется второй массив данных, характеризующий отраженный РЛ-сигнал (сечение обратного рассеяния, ширина и смещение доплеровского спектра (ДС)) при малых углах падения.

При вычислении параметров волнения моделировались следующие состояния: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение. Под смешанным волнением понимается такое поверхностное волнение, которое сформировано ветровым волнением (развивающееся или развитое ветровое волнение) и зыбью. Для первоначальных оценок будем считать, что на поверхности присутствует одна система зыби, спектр которой определяется заданием длины доминантной волны и высоты зыби (Давидан и др., 1985).

Для получения первых оценок использовались следующие длины волн электромагнитного излучения: 0.008, 0.03, 0.1 и 0.23 м. Эти длины волн часто применяются в радиолокаторах, а, кроме того, использование в вычислениях нескольких длин волн позволяет понять, как может измениться результат, если граничное волновое число для данной длины волны было задано неправильно.

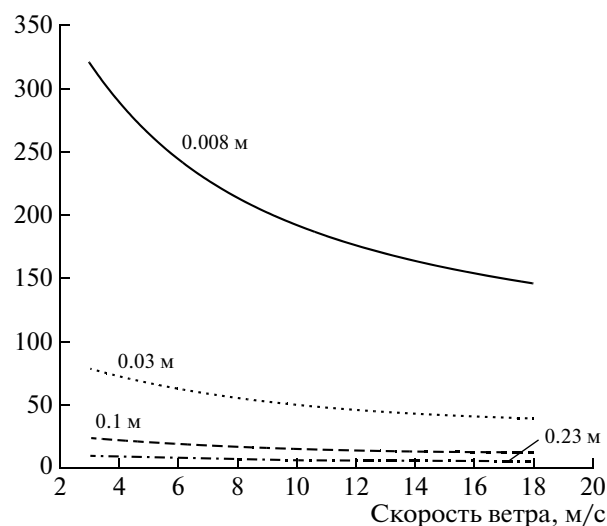


Рис. 3. Зависимость граничного волнового числа от скорости ветра для четырех длин волн: 0.008, 0.03, 0.01 и 0.23 м.

Зависимость граничного волнового числа от скорости ветра была найдена для выбранной модели спектра из условия выполнения применимости критериев двухмасштабной модели для квазизеркального рассеяния и показана на рис. 3 (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000). С увеличением скорости ветра происходит увеличение спектральной плотности ряби и кривизны морской поверхности, что приводит к сдвигу граничного волнового числа влево по спектру. Формула для длины волны 0.03 м приведена ниже:

$$\kappa_{гр}(\lambda = 0.3) = 111.815 - 17.937 \cdot U_{10} + 3.09504 \cdot U_{10}^2 - 1.265596 \cdot U_{10}^2 \ln(U_{10}) + 0.314108 \cdot U_{10}^{2.5}, \quad (1)$$

где скорость ветра  $U_{10} = [2.5 \text{ м/с}, 20 \text{ м/с}]$ .

При изучении обратного рассеяния при малых углах падения достаточно знать статистические моменты второго порядка, т.е. дисперсии наклонов вдоль осей  $X$  и  $Y$  ( $\sigma_{xx}^2$  и  $\sigma_{yy}^2$ ), дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости ( $\sigma_{\eta}^2$ ), ненормированные коэффициенты корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости ( $K_{x\eta}$ ,  $K_{y\eta}$ ) и ненормированный коэффициент корреляции наклонов в двух перпендикулярных направлениях ( $K_{xy}$ ). Все ненормированные коэффициенты корреляции (далее просто коэффициенты корреляции) вычисляются по спектру волнения.

Существующие алгоритмы обработки РЛ-данных позволяют определить направление ветра, поэтому для уменьшения объемов вычислений считалось, что ветровое волнение распространя-

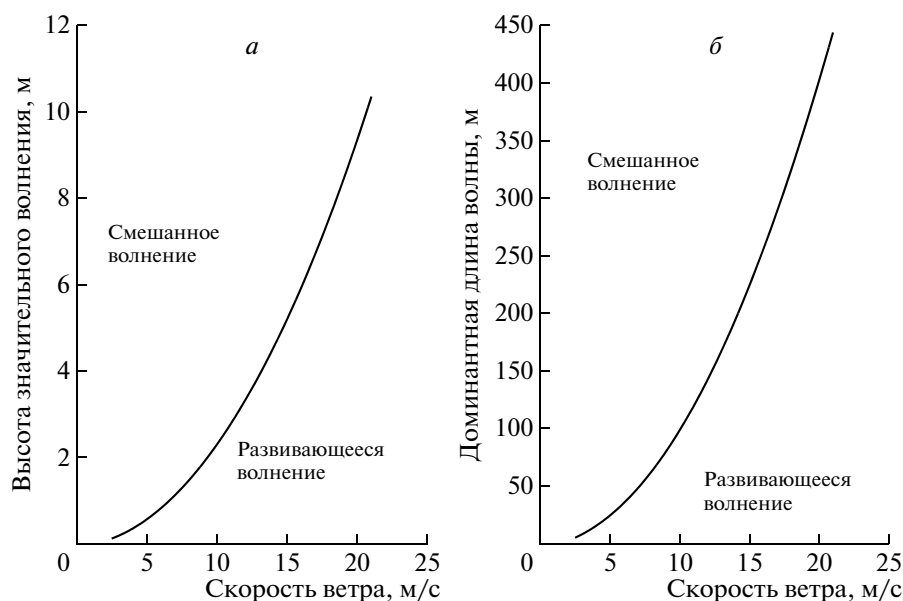


Рис. 4. Зависимости параметров волнения от скорости ветра (полностью развитое ветровое волнение): *a* – высота значительного волнения; *b* – доминантная длина волны в спектре.

ется вдоль оси *X*. Свободным параметром остается угол прихода зыби.

Второй блок вычислений связан с исследованием связи параметров отраженного РЛ-сигнала с состоянием рассеивающей поверхности. Необходимо определить, является ли связь отраженного РЛ-сигнала и рассмотренных выше состояний поверхности однозначной. При положительном ответе открываются новые возможности дистанционных методов изучения океана.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Высота значительного волнения полностью определяется крупномасштабным волнением, и ее зависимость от скорости ветра для случая полностью развитого ветрового волнения показана на рис. 4*a*. Равновесная кривая на рисунке является границей между смешанным волнением и развивающимся ветровым волнением для случая одномодового ветрового волнения.

Зависимость доминантной длины волны (соответствующей максимуму в спектре) от скорости ветра тоже построена для случая полностью развитого ветрового волнения (рис. 4*b*) и она также может использоваться для определения типа поверхностного волнения.

Таким образом, если дистанционными методами измерить высоту значительного волнения и скорость ветра, то можно сделать предварительный вывод о типе поверхностного волнения.

Однако на поверхности обычно присутствуют волны зыби различной интенсивности, поэтому вблизи равновесной кривой существует неопре-

деленность в идентификации типа поверхностного волнения, например, развивающееся волнение и зыбь могут иметь ту же высоту, что и полностью развитое ветровое волнение. Поэтому при анализе для дальнейшего уточнения необходимо привлекать дополнительную информацию, например о дисперсии наклонов.

Зависимости дисперсии наклонов крупномасштабного волнения от скорости ветра показаны на рис. 5 (*a* –  $\sigma_{xx}^2$  и *b* –  $\sigma_{yy}^2$ ). Ниже приведены формулы для длины волны 0.03 м:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx}^2(0.03) &= 0.00095 + 0.002364 \cdot U_{10}^{0.924}, \\ \sigma_{yy}^2(0.03) &= -0.00052 + 0.001558 \cdot U_{10}^{0.955}, \end{aligned} \quad (2)$$

где скорость ветра  $U_{10} = [2.5 \text{ м/с}, 20 \text{ м/с}]$ .

При уменьшении длины электромагнитной волны происходит увеличение граничного волнового числа и дисперсии наклонов. Сечение обратного рассеяния при малых углах падения зависит именно от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения.

Знание зависимости дисперсии наклонов крупномасштабного волнения от скорости ветра необходимо для анализа рассеяния/излучения электромагнитных волн взволнованной водной поверхностью, и в качестве примера приведем результаты, полученные в работе (Данилычев и др., 2009). Авторы вводят поправочный коэффициент для пересчета полной дисперсии наклонов  $\sigma_{\text{наклон}}^2$  в дисперсию наклонов крупномасштабного волнения  $\sigma_{\text{крупные}}^2$

$$\sigma_{\text{крупные}}^2 = \sigma_{\text{наклон}}^2 \cdot C(f), \quad (3)$$

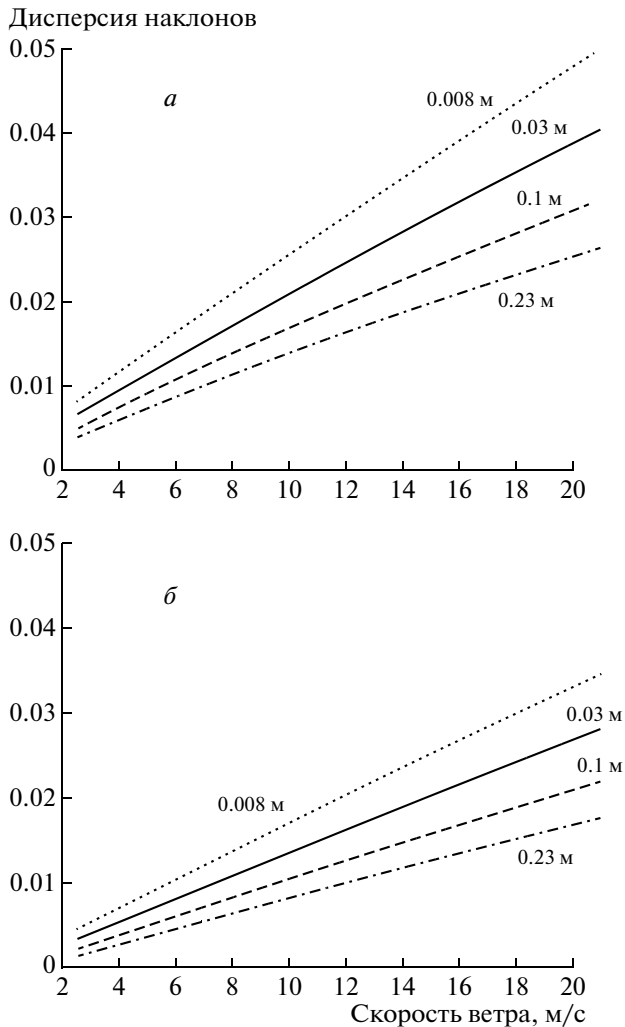


Рис. 5. Зависимость дисперсии наклонов от скорости ветра для полностью развитого волнения:  $a - \sigma_{xx}^2$ ;  $b - \sigma_{yy}^2$ .

где  $C(f) = 0.34 + 0.0076f$  и частота измеряется в ГГц. Для длины волны 0.03 м коэффициент равен 0.42, для длины волны 0.008 м – 0.63. В нашей модели коэффициенты пересчета равны 0.64 и 0.8 соответственно. В работе (Wilheit, 1979) для этих длин волн приводятся поправочные коэффициенты 0.5 и 1.0. Наблюдаемый значительный разброс говорит о том, что необходимы новые исследования, чтобы показать, какие значения являются более правильными.

Как уже отмечалось ранее, для рассматриваемой в данной работе задачи точное значение коэффициента пересчета не важно, так как проводится качественный анализ, связанный с изучением проявления различных состояний взволнованной водной поверхности на плоскости статистических моментов второго порядка и на РЛ-плоскости.



Рис. 6. Зависимость:  $a$  – дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости;  $b$  – коэффициента корреляции вертикальной составляющей орбитальной скорости и наклонов вдоль оси  $X$ .

При вычислении параметров отраженного РЛ-сигнала используются статистические моменты второго порядка. Вопрос о модели спектра возникает лишь при интерпретации результатов измерений, т.е. к какому типу волнения относятся восстановленные статистические моменты и какой скорости ветра они соответствуют.

Движение морской поверхности формирует ДС отраженного сигнала и ширина ДС зависит от дисперсии орбитальных скоростей. Дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости, как и высота, определяется только крупномасштабным волнением и не зависит от выбора граничного волнового числа.

Пример зависимости дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости (далее дисперсии орбитальных скоростей) от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения приведен на рис. 6а.

При распространении волнения вдоль оси  $X$  коэффициенты корреляции  $K_{yl}$  и  $K_{xy}$  равны нулю. На рис. 6б показана зависимость коэффициента корреляции  $K_{xl}$  от скорости ветра для не-

**Таблица 1.** Значения статистических моментов для зыби ( $\lambda = 0.03$  м)

Параметры зыби	$\sigma_h^2, \text{м}^2$	$\sigma_{xx}^2$	$\sigma_{yy}^2$	$\sigma_{\eta\eta}^2, \text{м}^2/\text{с}^2$	$K_{x\eta}, \text{м}/\text{с}$
Доминантная длина волны зыби 100 м	0.25	0.00346	0.00156	0.2466	0.0242
Доминантная длина волны зыби 200 м	1.265	0.00442	0.00201	0.6242	0.0433

скольких длин волн. Видно, что различие не так велико, как в случае с наклонами.

Снова приведем формулы для длины волны 0.03 м, справедливые в интервале от 2.5 м/с до 20 м/с:

$$\begin{aligned} \sigma_{\eta\eta}^2(0.03) &= -0.0111 + 0.00414 \cdot U_{10}^{2.08}, \\ K_{x\eta}(0.03) &= -0.0028 + 0.00368 \cdot U_{10}^{1.26}. \end{aligned} \quad (4)$$

Для формирования полностью развитого волнения требуется время, поэтому значительно чаще на морской поверхности присутствует развивающееся ветровое волнение, чем развитое. Рассмотрим изменение параметров волнения в зависимости от длины разгона.

Дальнейшие оценки статистических моментов будут проводиться для длины волны радиолокатора, равной 0.03 м. Переход от 0.03 м к другой длине волны аналогичен смещению полученных зависимостей, а сами закономерности качественно не меняются.

В качестве примера ниже приведены формулы для рассматриваемых статистических моментов второго порядка, полученные с помощью регрессии, для скорости ветра  $U_{10} = 5$  м/с:

$$\sigma_{xx}^2(0.03) = 0.0141 - 2.02 \cdot 10^{-7} \cdot \tilde{x} + 2.84 \cdot 10^{-12} \cdot \tilde{x}^2 + 5.12/\tilde{x} - 9701.4/\tilde{x}^2, \quad (5)$$

$$\sigma_{yy}^2(0.03) = 0.0082 - 9.899 \cdot 10^{-8} \cdot \tilde{x} + 1.28 \cdot 10^{-12} \cdot \tilde{x}^2 - 0.1537/\tilde{x} - 4042.62/\tilde{x}^2, \quad (6)$$

$$\sigma_{\eta\eta}^2(0.03) = 0.1317 + 9.96 \cdot 10^{-7} \cdot \tilde{x} - 7.9283/\sqrt{\tilde{x}} + 205.472/\tilde{x} - 67128.81/\tilde{x}^2, \quad (7)$$

$$\begin{aligned} K_{x\eta}(0.03) &= 0.0198 + \\ &+ 1.22 \cdot 10^{-6} \cdot \tilde{x} - 8.736 \cdot 10^{-9} \cdot \tilde{x}^{1.5} + \\ &+ 1.01 \cdot 10^{-13} \cdot \tilde{x}^{2.5} - 7963.81/\tilde{x}^2, \end{aligned} \quad (8)$$

где безразмерный разгон  $\tilde{x} = [1500, 20170]$ .

Выбор модели спектра не критичен, так как изменения, связанные с выбором другой модели спектра, могут быть только количественные, а не качественные. Все выводы опираются на качественный характер полученных зависимостей, а не на точные количественные оценки.

Таким образом, в нашем распоряжении четыре момента второго порядка, описывающие ветровое волнение.

Спектр зыби является значительно более узким, чем спектр ветрового волнения, и в используемой нами модели зыби (Давидан и др., 1985) присутствуют только два параметра: длина зыби и ее высота. В данной модели затухание зыби в процессе распространения сводится к уменьшению высоты значительного волнения.

Так как в данной модели зыби не рассматривается изменение формы спектра, то изменение высоты зыби в процессе распространения приводит к пропорциональному изменению всех статистических моментов. В табл. 1 приведены значения статистических моментов для двух длин волн зыби и двух значений высоты значительного волнения (длина волны радиолокатора 0.03 м). Значения моментов могут быть легко вычислены для любой высоты зыби, так как форма модельного спектра не меняется.

Теперь рассмотрим взаимосвязь основных статистических моментов второго порядка для различных состояний поверхностного волнения: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение.

На рис. 7 показана связь дисперсии наклонов, дисперсии орбитальных скоростей и коэффициента корреляции для различных состояний поверхностного волнения. Толстая кривая на рисунках является равновесной кривой.

Область зыби расположена вблизи начала координатных осей и вычисления сделаны для четырех длин волн: 50 м, 100 м, 150 м и 200 м.

Приход волн зыби приводит к увеличению высоты волнения, дисперсии орбитальных скоростей и других статистических параметров. Обычно с одной стороны от равновесной кривой находится развивающееся ветровое волнение, а с другой — смешанное волнение. Отметим, что в данном случае деление тоже достаточно условно, так как смешанное волнение, образованное развивающимся ветровым волнением и зыбью, может попасть как в область смешанного волнения, так и остаться развивающимся.

Для численного моделирования поверхностного волнения без применения спектра волнения будет достаточно определить интервалы изменения параметров волнения и учесть их взаимосвязь между собой, чтобы исключить не сочетаемые ве-

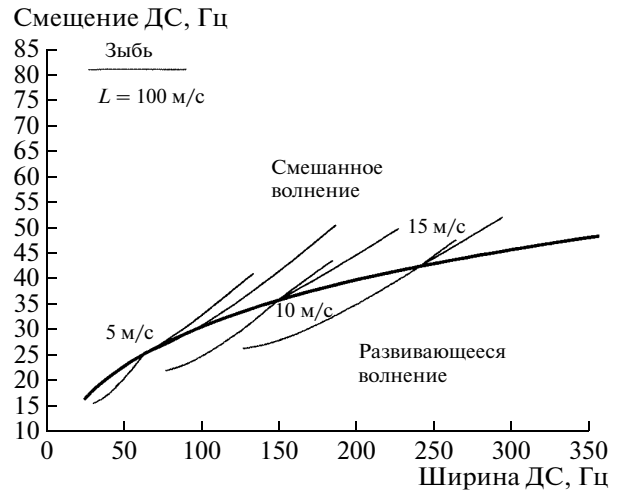
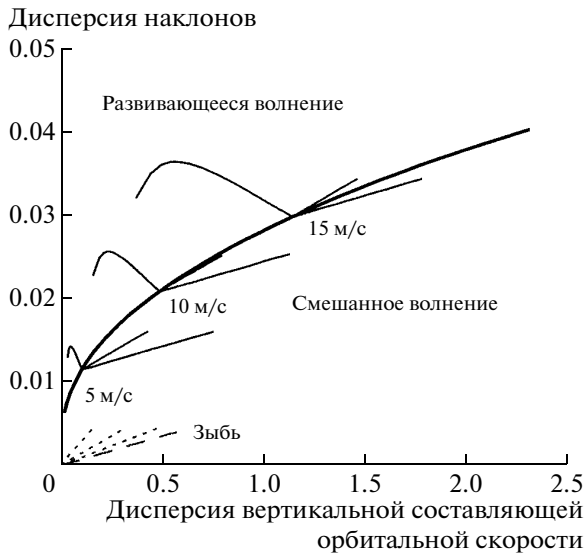


Рис. 8. РЛ-плоскость.

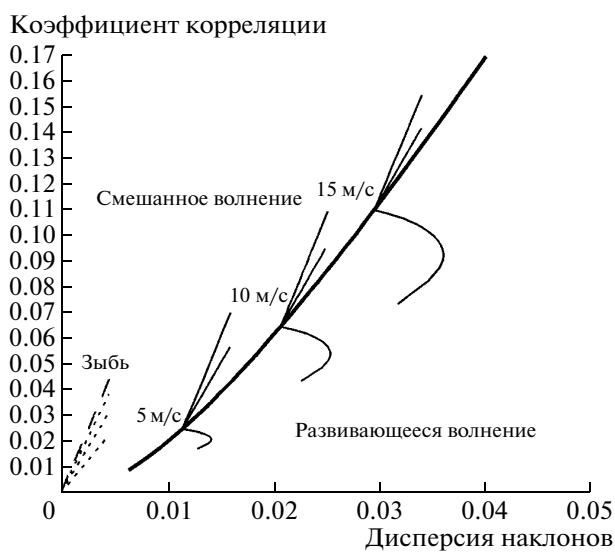
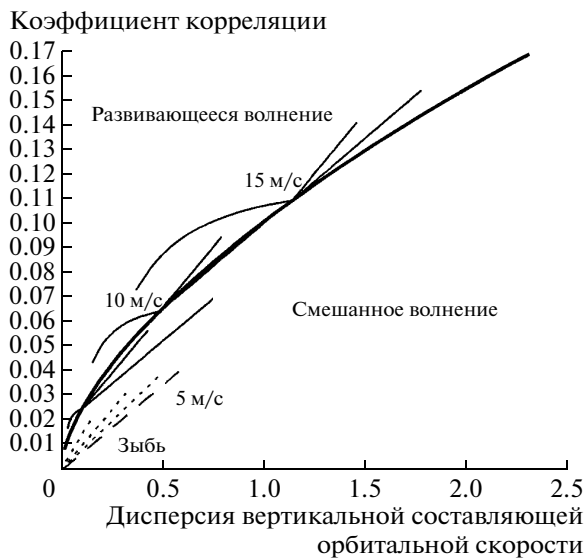


Рис. 7. Связь статистических моментов поверхностного волнения между собой.

личины параметров. Если волнение не будет отличаться моментами, то отраженный сигнал также будет одинаковым. При моделировании нас интересовали не тип волнения и его спектр, а только статистические моменты.

Теперь рассмотрим, как каждый тип волнения проявляется в спектральных и энергетических параметрах отраженного РЛ-сигнала и введем понятие РЛ-плоскости, задаваемой характеристиками отраженного РЛ-сигнала.

### РАДИОЛОКАЦИОННАЯ ПЛОСКОСТЬ

Вначале приведем примеры моделирования отраженного сигнала, а используемые при расчетах модели сечения обратного рассеяния, ДС, и, также, связь отраженного сигнала с параметрами рассеивающей поверхности рассмотрим в следующем разделе.

В ходе экспериментов могут быть измерены сечение обратного рассеяния, ширина и смещение ДС, соответствующие определенному состоянию водной поверхности.

В связи с этим представляется обоснованной попытка описания волнения в РЛ-переменных. Наиболее интересной является плоскость “ширина ДС–смещение ДС”, так как при малых углах падения она зависит только от параметров крупномасштабного волнения.

Для неподвижного радиолокатора (длина волны 0.03 м) с узкой диаграммой направленности антенны ( $\delta_x, \delta_y = 1^\circ$ ) результаты численного моделирования показаны на рис. 8.

Вычисления выполнены для угла падения  $\theta_0 = 10^\circ$  и ориентации антенны вдоль оси X. Толстой кривой на рисунке показан случай полностью развитого волнения для скоростей ветра от 2.5 м/с до 18.5 м/с (равновесная кривая).

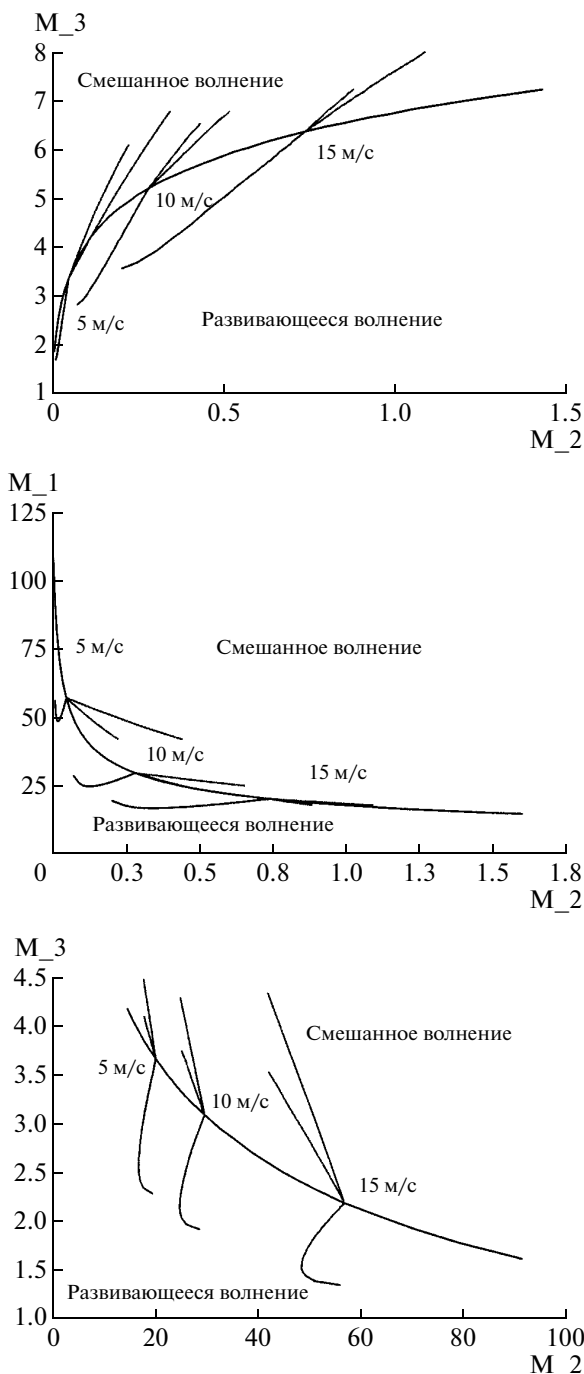


Рис. 9. Связь РЛ-параметров, полученных из статистических моментов.

Для развивающегося ветрового волнения рассматривалось три скорости ветра (5, 10 и 15 м/с), и длина безразмерного разгона  $\bar{x}$  менялась от 1500 до 20170.

Для этих же скоростей ветра рассматривалось смешанное волнение, формируемое волнами зыби с доминантной длиной волны 100 и 200 м и полностью развитым ветровым волнением. При вычислениях высота зыби изменялась от макси-

мальной высоты до 0.1 от максимума. На рис. 8 смешанное волнение показано двумя линиями (длина волны зыби 100 и 200 м), выходящими из равновесной кривой для скоростей ветра 5, 10 и 15 м/с).

Область зыби расположена значительно выше равновесной кривой и может быть легко идентифицирована по большой величине доплеровского сдвига при относительно малой ширине ДС. На рис. 8 показана зависимость только для зыби с длиной 100 м, а для 200 м зыби доплеровский сдвиг равен 114.5 Гц.

Для каждой скорости ветра рассмотрены два случая смешанного волнения, сформированного зыбью с длиной волны 100 и 200 м, и из рис. 8 видно, что чем выше скорость ветра, тем слабее влияние зыби на ширину и смещение ДС.

Мы видим, что на РЛ-плоскости различные типы волнения могут разделяться, что позволяет их идентифицировать. Отметим, что на возможность классификации типов волнения через параметры ДС РЛ-сигнала впервые было указано в нашей более ранней работе (Каневский, Караев, 1996).

Теперь рассмотрим физические причины такого результата.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТРАЖЕННОГО СИГНАЛА

Как уже отмечалось, параметры отраженного сигнала определяются не скоростью ветра, а характеристиками рассеивающей поверхности. При малых углах падения рассеяние является квазизеркальным и ДС отраженного сигнала определяется крупномасштабным волнением, а сечение обратного рассеяния зависит также от спектральной плотности мелкой ряби через эффективный коэффициент отражения.

В общем виде формулы достаточно громоздки (Караев и др., 2008б; Караев и др., 2008в) и при первоначальном анализе мы упростили задачу, считая, что используется неподвижный радиолокатор с узкой диаграммой направленности антенны, поэтому в формулах можно считать, что  $\delta_x, \delta_y = 0$ .

При ориентации антенны вдоль оси  $Y$  и для заданных условий распространения волнения упрощенная формула для ширины ДС  $\Delta f_{10}$  на уровне  $-10$  дБ имеет следующий вид:

$$\Delta f_{10}(\text{Гц}) = \frac{4\sqrt{2\ln 10}}{\lambda} \cos \theta_0 \left[ \sigma_{tt}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2} \right]^{0.5}, \quad (9)$$

где  $\lambda$  — длина волны радиолокатора,  $\theta_0$  — угол падения.

Формула для смещения отраженного сигнала  $f_{\text{см}}$  относительно несущей частоты задается следующей формулой:

$$f_{\text{см}}(\text{Гц}) = -\frac{2 \sin \theta_0 K_{yf}}{\lambda \sigma_{yy}^2}, \quad (10)$$

где ДС является более информативной характеристикой по сравнению с сечением обратного рассеяния, т.к. “включает” в себя сечение обратного рассеяния. Для его вычисления надо проинтегрировать по ДС, и формула для сечения обратного рассеяния  $\sigma_0$  в рассматриваемой конфигурации имеет следующий вид:

$$\sigma_0 = \frac{|R_{\text{эфф}}(U_{10})|^2 \exp\left[-\frac{\text{tg}^2 \theta_0}{2\sigma_{yy}^2}\right]}{2 \cos^4 \theta_0 \sqrt{\sigma_{xx}^2} \sqrt{\sigma_{yy}^2}}, \quad (11)$$

где  $R_{\text{эфф}}$  – эффективный коэффициент отражения, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть ослабление отраженного сигнала за счет мелкой ряби, покрывающей морскую поверхность.

С точки зрения задачи восстановления скорости ветра, прежде всего надо по ДС восстановить параметры крупномасштабного волнения и после этого по сечению обратного рассеяния найти эффективный коэффициент отражения. Если при дальнейшей обработке использовать зависимость эффективного коэффициента отражения от скорости ветра, то можно восстановить скорость ветра.

Из формул (9)–(11) видно, что параметры отраженного РЛ-сигнала зависят от следующих сочетаний статистических моментов:

$$M_1 = \sigma_{\text{н}}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2}, \quad M_2 = \frac{K_{yt}}{\sigma_{yy}^2}, \quad (12)$$

$$M_3 = \frac{1}{2\sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2}}.$$

Дисперсия наклонов  $\sigma_{yy}^2$  не образует комбинацию с другими статистическими моментами, когда входит в экспоненту (см. (11)) и легко восстанавливается при наличии измерений сечения обратного рассеяния под двумя углами падения.

Из приведенных формул видно, что все три комбинации статистических моментов (далее РЛ-параметры) не будут равны нулю, если волнение распространяется вдоль оси  $Y$ . Для этого случая и рассмотрена их взаимосвязь.

На рис. 9 показана взаимосвязь РЛ-параметров, влияющих на параметры отраженного РЛ-сигнала. Из рис. 9 видно, что, используя сечение обратного рассеяния, ширину и смещение ДС, во многих случаях можно определить тип поверхностного волнения.

**Таблица 2.** Сравнение смешанного и развитого ветрового волнения

Параметры волнения	Развитое ветровое волнение, 10.8 м/с	Смешанное волнение
SWH	2.72	2.58
$\sigma_{xx}^2$	0.0223	0.0267
$\sigma_{yy}^2$	0.0146	0.0165
$\sigma_{\text{н}}^2$	0.572	0.618
$K_{xt}$	0.0716	0.0858
$M_2$	3.22	3.22
$M_1$	0.342	0.342
$f_{\text{см}}$	37.23	37.22
$\Delta f_{10}$	165.0	164.98
$M_3$	27.73	23.86

Существование связи параметров волнения и характеристик отраженного РЛ-сигнала позволяет решать как прямую, так и обратную задачу.

В частности, при численном моделировании можно не задумываться о типе волнения, условиях его формирования и т.п. Достаточно просто задать интервал изменения одной или нескольких величин. После этого будут определены границы изменений оставшихся моментов и для них будут вычислены параметры отраженного РЛ-сигнала.

Точно так же при решении обратной задачи с помощью алгоритмов обработки восстанавливали статистические моменты поверхности и для них определяли тип волнения и скорость ветра.

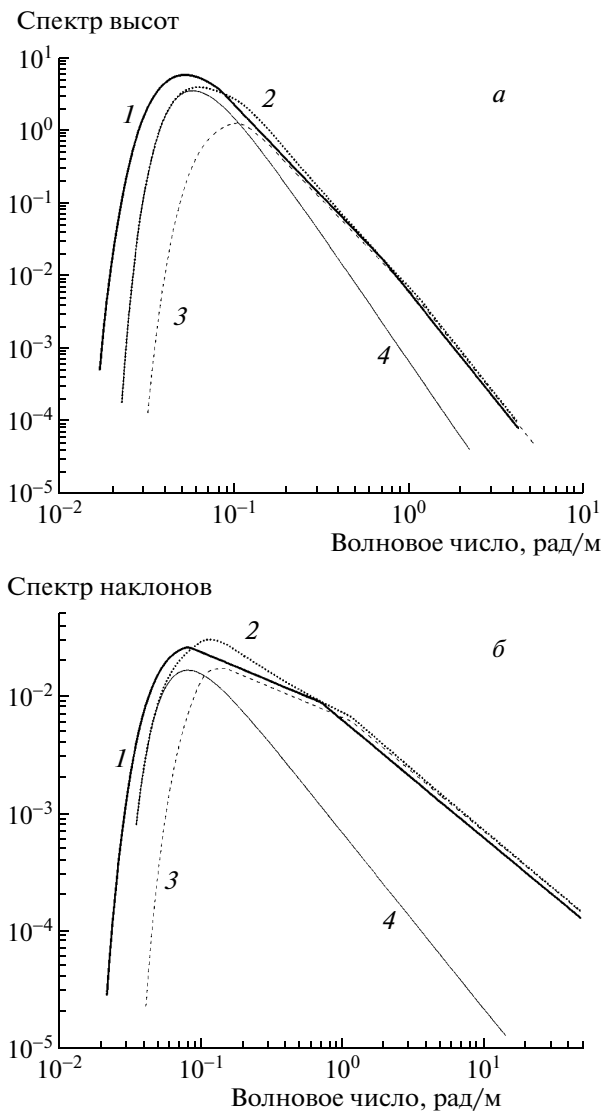
За ширину и смещение ДС отвечают разные статистические моменты рассеивающей поверхности, поэтому различные типы волнения хорошо разделяются.

Отдельно рассмотрим случай совпадения точек на РЛ-плоскости для разных типов волнения.

Предположим, что на РЛ-плоскости ширина и смещение ДС оказываются одинаковыми для разных состояний морской поверхности. Это может быть случай полностью развитого волнения и смешанного волнения, образованного развивающимся ветровым волнением и зыбью.

Пусть длина безразмерного разгона  $\tilde{x} = 10000$ , скорость ветра 10 м/с, доминантная длина зыби равна 100 м. При высоте зыби 1.98 м на поверхности сформируется смешанное волнение, для которого ширина и смещение ДС совпадают с шириной и смещением ДС для полностью развитого ветрового волнения при скорости ветра 10.8 м/с.

В табл. 2 приведено сравнение параметров, характеризующих волнение и ДС для развитого ветрового волнения и смешанного волнения. Из таблицы видно также, что статистические моменты



**Рис. 10.** Спектры: *a* – высот, *б* – наклонов в одной точке РЛ-плоскости. Кривые: 1 – полностью развитое ветровое волнение ( $U_{10} = 10.8$  м/с); 2 – спектр смешанного волнения; 3 – развивающееся ветровое волнение ( $U_{10} = 10$  м/с и  $\bar{x} = 10000$ ); 4 – зыбь (длина 100 м, высота 1.98 м).

для двух рассматриваемых состояний не совпадают, однако ширина и смещение ДС принимают одинаковое значение за счет того, что  $M_1$  и  $M_2$  одинаковы.

Сравнение спектров высот и наклонов для этого случая приведено на рис. 10, из которого видно, что за счет зыби с длиной волны 100 м спектр смешанного волнения сдвигается в сторону меньших волновых чисел. Несмотря на то, что статистические моменты не совпадают, РЛ-параметры оказываются близки, что затрудняет проблему однозначной интерпретации типа волнения на РЛ-плоскости, образованной шириной и

смещением ДС. Включение в рассмотрение третьего параметра ( $M_3$ ), возможно, позволит разделить различные типы волнения.

Таким образом, по одному измерению не всегда удастся однозначно классифицировать тип волнения, однако другими дистанционными методами эта задача не решается совсем.

Вопрос классификации спектров волнения и определения их типа существует в океанологии, в частности, используется понятие возраста волнения  $\beta$

$$\beta = \frac{c_\phi}{U_{10}}, \quad (13)$$

где  $c_\phi$  – фазовая скорость спектрального пика. Если волнение развивающееся, то  $\beta$  мало, а в случае смешанного волнения или зыби возраст увеличивается.

В нашем случае для развитого ветрового волнения  $\beta = 1.25$ , а для смешанного волнения – 1.29, т.е. в такой интерпретации различие невелико. У ветрового развивающегося волнения  $\beta = 0.97$ , у зыби – 1.29, и здесь именно зыбь определяет общий возраст, т.е. с формальной точки зрения приход зыби сделал развивающееся волнение развитым.

В данном случае вопрос состоит в том, могут ли быть разделены эти два похожих состояния при контактных измерениях или будет считаться, что на поверхности находится одна волновая система, и что при этом надо брать в качестве критерия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенного теоретического анализа были рассмотрены статистические моменты второго порядка поверхностного волнения для основных состояний: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение. В соответствии с известной двухмасштабной моделью спектр поверхностного волнения делится на крупно- и мелкомасштабную составляющие. Численные оценки проводились для крупномасштабного волнения. Показано, что в пространстве статистических моментов происходит разделение различных состояний, что во многих случаях позволяет классифицировать тип волнения без измерения его спектра.

Надо отметить, что все полученные результаты носят общий характер, опираются на базовые свойства морского волнения и не зависят от модели спектра, выбора граничного волнового числа и т.п. От модели спектра может зависеть, например, положение равновесной кривой на РЛ-плоскости, но она всегда будет там присутствовать.

Радиолокатор является одним из основных приборов, позволяющих получать информацию о скорости ветра и параметрах поверхностного волнения. Для восстановления могут использоваться

сечение обратного рассеяния, ширина и смещение ДС. При малых углах падения ширина и смещение ДС зависят только от параметров крупномасштабного волнения, что позволяет их применять для восстановления параметров крупномасштабного волнения.

Было показано, что на РЛ-плоскости “ширина ДС—смещение ДС” также происходит разделение различных состояний поверхностного волнения. Для объяснения этого эффекта вводится понятие “РЛ-параметра”, который образуется из статистических моментов волнения. РЛ-параметры определяют спектральные и энергетические характеристики отраженного РЛ-сигнала и позволяют объяснить появление неоднозначности при классификации типов волнения на РЛ-плоскости.

В то же время описание поверхностного волнения через статистические моменты является исчерпывающим при вычислении параметров отраженного РЛ-сигнала. Поэтому такое описание может применяться при решении прямой и обратной задач РЛ-зондирования без привлечения спектрального описания. Скорость ветра будет восстанавливаться с учетом состояния поверхности, что позволит повысить точность алгоритмов.

После этого информация о типе волнения и статистических моментах может быть ассимилирована в численных моделях волнового климата и для описания процесса теплообмена в системе “океан—атмосфера”.

В современных численных региональных моделях волнения информация о поверхностном волнении в конкретном регионе прогнозируется на основе численного моделирования и ключевым входным параметром является скорость ветра, измеренная скаттерометром. Иногда для коррекции модельных данных удается использовать высоту значительного волнения, измеренную радиоальтиметром (Li, 2008; Atlas, Hoffman, 2000).

При использовании новой РЛ-аппаратуры и упрощенного описания волнения число входных параметров численных моделей волнения увеличится и точность предсказания волновой обстановки улучшится.

В ходе дальнейших исследований планируется проведение РЛ-измерений на внутренних водоемах в условиях развивающегося ветрового волнения и ограниченного разгона, тестирование алгоритмов обработки и анализа РЛ-данных и сопоставление результатов с контактными измерениями параметров волнения и скорости ветра.

Работа поддержана РФФИ (проекты № 09-05-97016-р-п-а и 10-05-00181-а), школой НШ-1244.2008.2 и программой ОФН РАН “Радиофизика”.

## ПРИЛОЖЕНИЕ. СПЕКТР ВОЛНЕНИЯ

В океанологии обычно измеряются частотный спектр  $S_{\Sigma}(\omega)$  и частотно-угловой  $S_{\Sigma}(\omega)\Phi_{\omega}(\omega, \phi)$ , где  $S_{\Sigma}(\omega)$  – распределение энергии волнения по частотам, а  $\Phi_{\omega}(\omega, \phi)$  – угловое распределение (по направлениям распространения).

Для описания ветрового волнения была разработана “радиофизическая” модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина 2000), которая достаточно точно соответствует известным экспериментальным данным (Cox, Munk, 1954).

В интервале частот от 0 до  $1.2\omega_m$  спектр совпадает со спектром JONWAP (Hasselmann et al., 1973)

$$S_{\Sigma}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left\{-1.25\left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^4\right\} \cdot \gamma^{\exp\left[-(\omega-\omega_m)^2/(2\sigma_*^2\omega_m^2)\right]},$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\kappa_m = 0.697g/U_{10}^2$  и

$$\sigma_* = \begin{cases} 0.07, & \omega \leq \omega_m; \\ 0.09, & \omega > \omega_m. \end{cases}$$

Волновое число  $\kappa_m$  и частота  $\omega_m$  связаны дисперсионным соотношением для волн на воде.

При частоте больше  $1.2\omega_m$  спектр волнения задается следующими формулами:

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_2}{\omega^4}, \quad 1.2\omega_m < \omega \leq a_m\omega_m;$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_3}{\omega^5}, \quad a_m\omega_m < \omega \leq \omega_{гк} \cong 64 \text{ рад/с} \\ (\kappa = 270 \text{ рад/м});$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_4}{\omega^{2.7}}, \quad \omega_{гк} < \omega \leq \omega_{\kappa} \cong 298 \text{ рад/с} \\ (\kappa = 1020 \text{ рад/м});$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_5}{\omega^5}, \quad \omega_{гк} < \omega.$$

Коэффициенты  $\alpha_i$  вычисляются следующим образом:

$$\alpha_2 = S_{\Sigma}(1.2\omega_m) \cdot (1.2\omega_m)^4, \quad \alpha_3 = \alpha_2 \cdot a_m\omega_m, \\ \alpha_4 = \alpha_3/\omega_{гк}^{2.3}, \quad \alpha_5 = \alpha_4\omega_{\kappa}^{2.3}.$$

Значение коэффициента  $a_m$  зависит от скорости ветра и задается следующим выражением:

$$a_m = 0.3713 + 0.29024U_{10} + 0.2902/U_{10}.$$

Для описания углового распределения используется следующая формула:

$$\Phi_{\omega} = A \cdot \frac{2}{e^{2B\phi} + e^{-2B\phi}}, \quad -\pi \leq \phi \leq \pi,$$

где  $B = 10^b$  и

$$b = -0.28 + 0.65 \cdot \exp[-0.75 \cdot \ln(\kappa/\kappa_m)] + 0.01 \cdot \exp[-0.2 + 0.7 \cdot \lg(\kappa/\kappa_m)].$$

Угол  $\phi = \phi_T - \phi_0$ , где  $\phi_0$  – генеральное направление распространения волнения,  $\phi_T$  – азимутальный угол, отсчитываемый от оси  $X$ . Нормировочный коэффициент  $A$  равен

$$A = \frac{B}{\arctg(\operatorname{sh}2\pi B)}.$$

Для описания развивающегося волнения используют понятия безразмерного ветрового разгона  $\tilde{x}$  и безразмерной частоты  $\tilde{\omega}$

$$\tilde{x} = xg/U_{10}^2 \text{ и } \tilde{\omega} = \omega \cdot U_{10}/g,$$

где  $x$  – ветровой разгон в метрах. В случае развития волнения от берега под действием ветра длина разгона совпадает с расстоянием от берега.

В процессе развития волнения происходит изменение следующих параметров модели спектра:  $\tilde{\omega}_m$ ,  $\gamma$ ,  $\alpha$ . Ниже приведены формулы для этих величин в интервале изменения безразмерного разгона  $\tilde{x} = [1430, 20170]$ :

$$\tilde{\omega}_m = 0.61826 + 0.000003529\tilde{x} -$$

$$- 0.00197508\sqrt{\tilde{x}} + 62.554/\sqrt{\tilde{x}} - 290.2/\tilde{x},$$

$$\gamma = 5.25366 + 0.000107622\tilde{x} - 0.03776776\sqrt{\tilde{x}} -$$

$$- 162.9835/\sqrt{\tilde{x}} + 253251.5/\tilde{x}^{1.5},$$

$$\alpha = 0.0311937 - 0.002327736 \ln(\tilde{x}) - 8367.9/\tilde{x}^2 +$$

$$+ 4.51146 \cdot 10^{617} \exp(-\tilde{x}).$$

Значение разгона  $\tilde{x} = 20170$  соответствует полностью развитому ветровому волнению.

Данная модель спектра волнения была разработана на основе анализа экспериментальных данных для “радиофизического” применения и успешно решает стоящие перед ней задачи.

Полностью развитое волнение есть результат длинного ветрового разгона. Мы считаем, что существует полностью развитое ветровое волнение (в нашей модели длина безразмерного разгона  $\tilde{x} \geq 20170$ ). Если скорость ветра уменьшается или меняет направление, то начинается процесс образования волн зыби.

Простая модель спектра зыби дается следующей формулой (Давидан и др., 1985):

$$S_{\text{зыбь}}(\omega) = 6m_0 \left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^5 \omega^{-1} \exp\left\{-1.2\left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^5\right\},$$

где  $m_0$  – первый момент спектра волнения. Высота значительного волнения связана со средним значением следующей формулой  $SWH = 4\sqrt{m_0}$ .

Высота зыби уменьшается во время распространения. Существует максимальное значение  $m_0$  для каждой частоты  $\omega_m$  (доминантной длины волны  $L_m$ ). Оценку этого значения можно получить по следующей формуле:

$$S_{\text{зыбь}}(\omega_m) = S(\omega_m),$$

где  $S(\omega)$  – спектр ветровых волн.

В результате получаем следующую формулу для  $m_0$ :

$$m_0 = \frac{\alpha \gamma g^2 e^{-0.05}}{6\omega_m^4},$$

и максимальное значение SWH зыби для доминантной длины волны  $L_m$  равно

$$SWH = 4 \frac{g e^{-0.025}}{\omega_m^2} \sqrt{\alpha \gamma / 6}.$$

Мы можем задавать SWH и определять возраст зыби. Комбинируя ветровое волнение и зыбь, мы можем моделировать большинство состояний морской поверхности – назовем такое состояние морской поверхности смешанным волнением

$$S_{\text{смешанное}}(\omega) = S(\omega) + S_{\text{зыбь}}(\omega).$$

Указанное определение зыби достаточно общее и не учитывает трансформацию спектра зыби в процессе распространения. Однако для получения первоначальных оценок статистических моментов оно подходит.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- Давидан И.Н. Частотный спектр ветрового волнения // Тр. ГОИН. 1969. Вып. 96. С. 185–210.
- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 256 с.
- Данилычев М.В., Николаев А.Н., Кутуза Б.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915–925.
- Каневский М.Б., Караев В.Ю. Спектральные характеристики радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного морской поверхностью при малых углах падения (обратное рассеяние) // Изв. вузов. Радиофизика. 1996. Т. 39. № 5. С. 517–526.
- Караев В.Ю., Баландина Г., Ангелов М. Об особенностях описания волнения применительно к решению задач дистанционного зондирования морской поверхности: Препринт № 470. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 1998. 30 с.

- Караев В.Ю., Баландина Г.Н.* Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 5. С. 1–12.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Гомменджинджер К.* К вопросу о влиянии региональных особенностей на точность определения скорости приповерхностного ветра над океаном // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 4. С. 1–11.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Мешков Е.М., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К.* Методы измерения наклонов водной поверхности радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 5. С. 51–63.
- Караев В., Каневский М., Баландина Г., Мешков Е., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К.* Новые средства дистанционной диагностики океана: радиолокатор СВЧ-диапазона с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 41–52.
- Караев В., Каневский М., Мешков Е.* Измерение дисперсии наклонов водной поверхности радиолокационными методами: проверка алгоритмов // Изв. вузов. Радиофизика. 2008а. Т. 41. № 5. С. 398–412.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.* Восстановление параметров поверхностного волнения по результатам радиолокационных измерений // Исслед. Земли из космоса. 2008б. № 1. С. 44–55.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.* Анализ влияния сликков на ширину доплеровского спектра радиолокационного СВЧ-сигнала, рассеянного морской поверхностью // Исслед. Земли из космоса. 2008в. № 4. С. 12–24.
- Лонге-Хиггинс М.С.* Статистический анализ случайной движущейся поверхности // Ветровые волны. М.: Иностранная литература, 1962. С. 112–230.
- Мешков Е., Караев В.* Определение параметров морского волнения по доплеровскому спектру радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного водной поверхностью // Изв. вузов. Радиофизика. 2004. Т. 47. № 3. С. 231–244.
- Фукс И.М.* К теории расеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Изв. вузов. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 5. С. 876–887.
- Atlas R., Hoffman R.N.* The use of satellite surface wind data to improve weather analysis and forecasting at the NASA data assimilation office // Satellites, Oceanography and Society / Eds. D. Halpern. Chapter 4. P. 57–78. Elsevier, 2000. 368 p.
- Cox C., Munk W.* Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Opt. Soc. Amer. 1954. V. 44. № 11. P. 838–850.
- Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C7. P. 15781–15796.
- Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E. et al.* Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dt. Hydrogr. Z. Reihe A. 1973. V. 8. № 12. P. 95.
- Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semi-empirical model of the normalized radar cross section of the sea surface, Part I: The background model // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C3. 10.1029/2001JC001003.
- Naderi F.M., Freilich M.H., Long D.* Spaceborne radar measurements of wind velocity over the ocean – An overview of the NSCAT scatterometer system // Proc. IEEE. 1991. V. 79. P. 850–866.
- Pierson W.J., Moskowitz Z.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 24. P. 5151–5190.
- Valensuela G.R.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves – A review // Boundary-Layer Meteorology. 1978. V. 13. P. 61–85.
- Wilheit T.T.* A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed // IEEE Trans. 1979. V. GE-17. № 4. P. 244–249.
- Witter D.L., Chelton D.B.* A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm // J. Geophys. Res. 1995. V. 96. № C5. P. 8853–8860.
- Zhijin Li* Assimilation of satellite data in real-time coastal ocean data assimilating and forecasting systems // Proc. PORSEC'08. Guangzhou, China, 2008. P. 6.

## Simplified Approach to Sea Roughness Description for the Problem of Radar Remote Sensing of the Sea Surface

V. Yu. Karaev, M. B. Kanevsky, E. M. Meshkov

*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod*

The feasibility of simplified approach to description of the sea waves at the analysis of microwave backscattering from the sea surface is considered. It is proposed to use the 2-th statistical moments instead of a sea wave spectrum at calculations of radar signal parameters. The study has shown that in most cases on the base of 2-th moment description it is possible to determinate a type of sea state (fully developed windsea, developing windsea, or mixed sea, i.e., windsea plus swell). Besides the study has shown that at radar probing at small incidence angles the capacity of classification of the types of sea waves is saved when using the coordinate plane “width–shift” of the radar signal Doppler spectrum. The proposing description method reduces the procedure of numerical simulation of microwave backscattering to determination of the statistical moments of sea roughness. It makes the simulation process more simple and obvious. Besides, it removes the problem of applicability of standard sea wave spectrum models for various regional water areas.

**Keywords:** remote sensing, spectrum of sea waves, width and shift of Doppler spectrum, radar cross section, 2-th statistical moments

## СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

© 2011 г. О. Ю. Лаврова<sup>1\*</sup>, М. И. Митягина<sup>1</sup>,  
К. Д. Сабинин<sup>1,2</sup>, А. Н. Серебряный<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

<sup>2</sup>Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева, Москва

\*E-mail: olavrova@iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 16.06.2010 г.

Представлены результаты спутниковых наблюдений поверхностных проявлений внутренних волн в Каспийском море. Высказывается предположение, что возможным механизмом генерации выявленных внутренних волн являются одноузловые сейши, узловая линия которых находится вблизи Апшеронского порога. Определены основные характеристики внутренних волн в Каспийском море, имеющие вид классических цугов солитонов. Выявлена сезонная зависимость в поверхностных проявлениях внутренних волн. Сделаны оценки скоростей горизонтальных течений в солитонах у поверхности, которые составляют  $\sim 0.2$  м/с, что вполне достаточно для модуляции ветровой ряби.

**Ключевые слова:** внутренние волны, спутниковые изображения, радиолокация морской поверхности, сейши, Каспийское море

### ВВЕДЕНИЕ

Использование данных спутникового дистанционного зондирования (ДЗ) морской поверхности существенно расширило наше представление о таком важном явлении, как внутренние волны (ВВ) в океане. В последнее время удалось выявить поверхностные проявления ВВ не только в хорошо изученных и подробно описанных в научной литературе районах Мирового океана, но и в замкнутых бассейнах: морях и больших озерах. Наблюдаемые ВВ в бесприливном бассейне существенно менее интенсивны, чем их аналоги в океане или морях с приливами, однако более разнообразны с точки зрения механизмов своего происхождения. Начиная с 70-х годов прошлого века, в шельфовых зонах Каспийского и Черного морей на протяжении многих лет проводились длительные и детальные исследования ВВ с помощью контактных методов (Коняев, 1975; Иванов и др., 1981; Иванов, Серебряный, 1982, 1983, 1985), в частности, с применением пространственных антенн распределенных датчиков температуры (Коняев, Сабинин, 1973), которые позволили не только подробно исследовать пространственно-временные характеристики волн, но также и изучить процессы, ответственные за генерацию цугов интенсивных ВВ. Главной особенностью поля ВВ в бесприливном море является относительно невысокий уровень амплитуд ВВ по сравнению со своими аналогами в океане. Эта особенность

впервые была продемонстрирована в работе (Иванов, Серебряный, 1982) путем сравнения измеренных частотных спектров короткопериодных ВВ Черного моря (измерения проводились на шельфе и в глубоководной части моря) с модельным спектром Гарретта–Манка (Garrett, Munk, 1972). Другая выявленная особенность – широкое распространение эффектов нелинейности во ВВ на шельфе бесприливного моря, аналогично тому, как это имеет место в море с приливами (Серебряный, 1990, 1993). Эффекты нелинейности (вертикальная и горизонтальная асимметрия профилей волн), а также “солитоноподобность” волн проявляются в интенсивных волнах, входящих в цуги, генерируемых при определенных обстоятельствах.

“Определенные обстоятельства” представляют собой совокупность процессов, ответственных за генерацию интенсивных ВВ в бесприливном море. Эти процессы были выявлены путем длительных наблюдений, проведенных со стационарных платформ в Каспийском и Черном морях. Эффективным механизмом генерации цугов интенсивных ВВ в бесприливном море служат выходы на шельф длинных ВВ – внутренних сейш и квазиинерционных ВВ (Иванов и др., 1981; Иванов, Серебряный, 1985), появляющихся, как правило, в послештормовую погоду. Выходящие на шельф длинные ВВ в бесприливном море играют ту же роль, что и внутренние приливы на шельфе океана. По мере распространения к

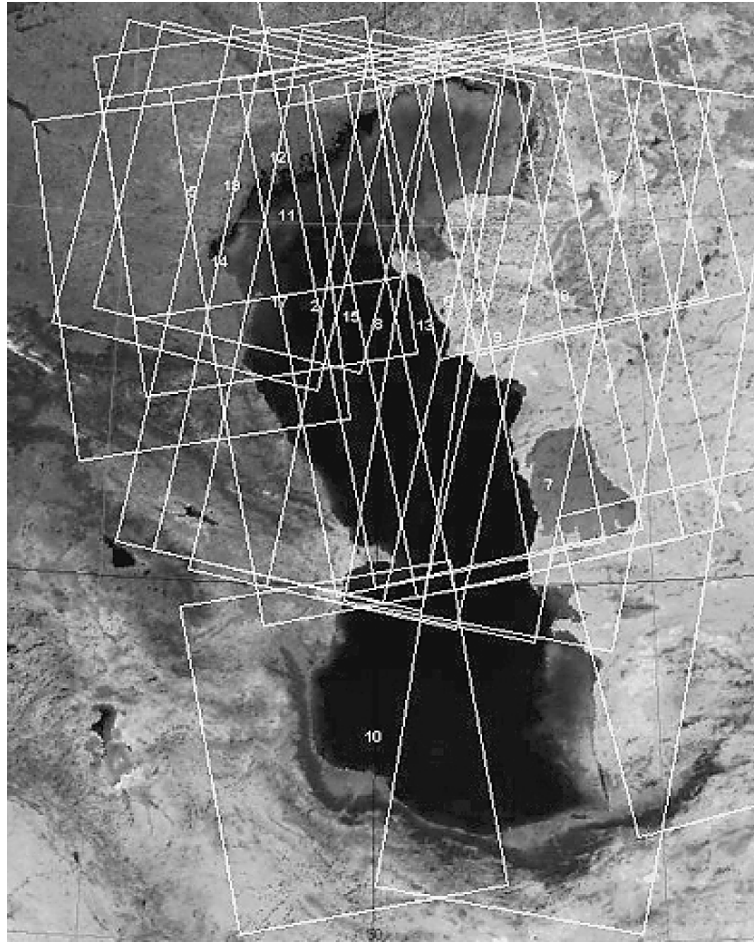


Рис. 1. Покрывтие фреймами ASAR Envisat Wide Swath в мае 2009 г.

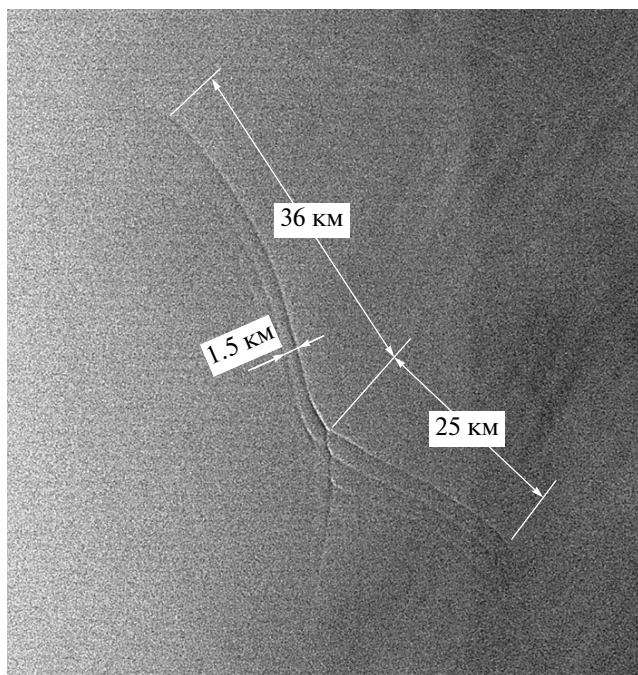
берегу, они сначала претерпевают нелинейную эволюцию, превращаясь из квазисинусоидальных в нелинейные волны, а затем генерируют пакеты солитоноподобных ВВ. В условиях узкого приглубого шельфа генерация волн максимальных амплитуд связана с подходом в прибрежную зону локальных фронтов сгонно-нагонного происхождения, наблюдающихся в периоды снятия ветрового напряжения и восстановления нарушенной сгоном или нагоном стратификации (Иванов, Серебряный, 1985; Власенко и др., 1997). В условиях широкого шельфа возможна генерация интенсивных ВВ движущейся поверхностной интрузией распресненных прибрежных вод (Иванов, Серебряный, 1983; Kao et al., 1978).

Изучению поверхностных проявлений ВВ в Черном море посвящена работа (Лаврова и др., 2009), в которой описан еще один новый выявленный механизм генерации ВВ в бесприливных морях, а именно генерация волн нестационарным фронтом (движущимся и/или подверженным инерционным колебаниям), связанным с прохождением холодного вихря.

В настоящей работе рассматриваются проявления ВВ в бесприливном Каспийском море.

#### ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Лаборатория аэрокосмической радиолокации Института космических исследований (ИКИ РАН) с февраля 2009 г. по настоящее время проводит оперативный мониторинг морской поверхности Каспийского моря на основе данных радиолокатора ASAR, установленного на ИСЗ Envisat и сканирующего радиометра ЕТМ+ ИСЗ Landsat-7. РЛИ были получены в подавляющем большинстве случаев в широкой полосе обзора (WSM)  $430 \times 400$  км, с разрешением в точке 75 м на горизонтальной поляризации излучения и приема сигнала. На рис. 1 представлен пример покрытия акватории Каспийского моря фреймами ASAR Envisat WSM изображений в мае 2009 г. В остальные месяцы 2009 г. картина покрытий была примерно такой же, т.е. практически отсутствовали данные по Южному Каспию, что, возможно, сказалось на полученных результатах. С мая по сентябрь 2009 г., в период, благоприятный для фор-



**Рис. 2.** Характерные пространственные характеристики ППВВ в Каспийском море. Фрагмент ASAR Envisat изображения ( $65 \times 65$  км), полученного 24.07.2009 г. в 18:23 UTC с разрешением 75 м.

мирования ВВ, было получено 100 радиолокационных изображений (РЛИ), 28 из которых содержали РЛ-образы поверхностных проявлений ВВ. Данные сканирующего радиометра ЕТМ + ИСЗ Landsat-7 были получены с открытого Интернет-ресурса <http://glovis.usgs.gov>. Данный сенсор функционирует в восьми каналах: (1) 0.450–0.515 мкм; (2) 0.525–0.605 мкм; (3) 0.630–0.690 мкм; (4) 0.760–0.900 мкм; (5) 1.550–1.750 мкм; (6) 10.400–12.500 мкм; (7) 2.080–2.350 мкм; (8) 0.520–0.900 мкм. Разрешение 1–5 и 7 каналов составляет 30 м, канала 6–60 м, монохроматические данные канала 8–15 м. Для решения задачи выявления поверхностных проявлений внутренних волн (ППВВ) использовались композиты каналов 3, 2 и 1. В рассматриваемый период (с мая по сентябрь 2009 г.) было проанализировано 21 изображение ЕТМ + ИСЗ Landsat-7, на четырех из них выявлены ППВВ.

Кроме того, для интерпретации РЛИ привлекались данные сенсоров MODIS ИСЗ Aqua/Terra, MERIS ИСЗ Envisat и AVHRR ИСЗ NOAA оптического и ИК-диапазонов, несущие информацию о полях температуры морской поверхности и мезомасштабной динамике вод. Карты температуры поверхности моря, а также данные прибрежных метеостанций использовались для выявления возможных зон апвеллинга, релаксация которого, как было указано выше, является одним из механизмов генерации ВВ в непривливаемых морях.

Поскольку контактных подспутниковых измерений с судна летом 2009 г. не проводилось, то для оценки гидрологической обстановки использовались данные контактных измерений температуры, солености, плотности морской воды, накопленные за многие десятилетия на кафедре океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова и любезно предоставленные нам для анализа доцентом кафедры В.С. Тужилкиным.

Всего за время наблюдений было получено и обработано более 500 спутниковых изображений морской поверхности исследуемых районов. Большой объем экспериментального материала позволил не только впервые обнаружить ППВВ в Каспийском море, но и восстановить картину их пространственной и временной изменчивости. Кроме того, комплексное использование данных, различных по своей физической природе (активное и пассивное микроволновое зондирование, оптические и ИК-данные), пространственному разрешению и ширине полосы съемки дало уникальную возможность восстановить целостную картину метеорологических и гидродинамических явлений и процессов в исследуемом районе. На основе анализа всей совокупности параметров, полученных из данных ДЗ, определены возможные факторы, приводящие к генерации наблюдаемых ВВ непривливаемого происхождения, и сделаны оценки пространственных характеристик выявленных ВВ.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Характеристики выявленных ВВ*

ППВВ в Каспийском море, выявленные на спутниковых изображениях, отличаются большим разнообразием. На одном кадре РЛИ ( $430 \times 400$  км) часто выявляется несколько цугов ВВ, что свидетельствует о наличии нескольких мест генерации, расположенных на относительно небольшом расстоянии. ППВВ, наблюдаемые в Каспийском море, имеют вид классических цугов солитонов. Для взаимодействующих цугов наблюдаются характерные для нелинейных взаимодействий искривления фронтов, фазовые сдвиги и пр. Как правило, цуги распространяются к берегу и наблюдаются над глубинами 50–200 м. Длина ведущей волны в цуге может достигать 1.5 км, а протяженность фронтов до 50 км (рис. 2). Ширина цуга зависит от количества волн, входящих в него, в среднем она составляет 2.5 км, но может достигать и 6 км. Основные характеристики ППВВ, выявленных на спутниковых изображениях, описаны в таблице.

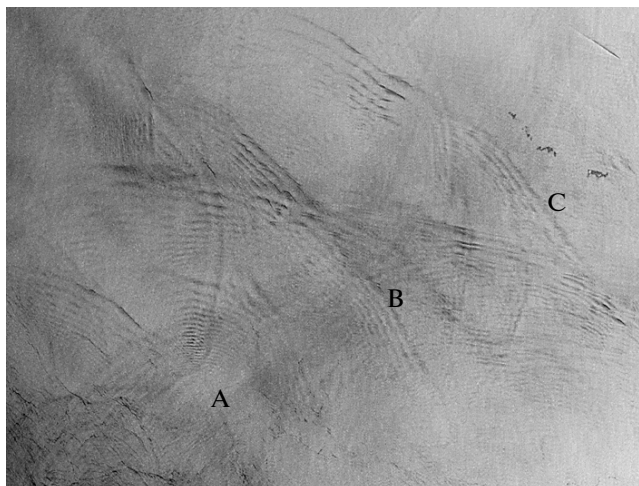
Достаточно часто фронты в цуге представляют собой концентрические дуги, что дает возможность с определенной точностью выявить район генерации данного цуга. Как правило, это неод-

## Характеристики ВВ, выявленных на спутниковых изображениях

Дата	Время, UTC	Число пакетов на снимке	Местоположение пакетов	Глубина места, м	Ширина пакета, м	Максимальная длина волны, м	Число волн в пакете
22.08.2003	06:45	>6	38°22' с.ш.; 51°58' в.д.	80	различная	1500	различное
04.07.2007	18:26	3	40°00'–41°00' с.ш.; 50°07'–52°00' в.д.	140–200	3500; 1900; 1500	1500; 1000; 600	3; 5; 3
21.05.2009	18:33	3	37°55'–38°30' с.ш.; 49°01'–49°17' в.д.	40–80	1200; 1500; 1400	450; 375; 300	6; 9; 7
22.05.2009	06:45	4	40°12'–41°40' с.ш.; 51°25'–52°07' в.д.	70–180	3800; 2250; 3008	1200; 750; 1300	5; 7; 5;
28.05.2009	18:14	3	39°55'–40°18' с.ш.; 51°40'–51°59' в.д.	80	1300	220	4; 8; 7
31.05.2009	07:04	>12	39°20'–40°45' с.ш.; 51°10'–52°06' в.д.	70–200	различная	750	различное
16.06.2009	18:17	1	40°02' с.ш.; 51°50' в.д.	80	1000	1000	2
26.06.2009	06:45	1	39°47' с.ш.; 52°26' в.д.	50	3340	900	7
02.07.2009	18:14	3	39°45'–40°15' с.ш.; 51°53'–52°30' в.д.	50	2260; 1200; 1900	900; 1200; 675	4; 2; 3
05.07.2009	18:20	3	40°10'–40°25' с.ш.; 52°00'–52°20' в.д.	40–70	1560; 1600; 1200	800; 800; 670	4; 5; 3
18.07.2009		1	40°26' с.ш.; 52°25' в.д.	40	1030	630	4
24.07.2009	18:23	3	39°42'–41°13' с.ш.; 51°07'–52°00' в.д.	60–150	6320; 720; 5000	900; 720; 2200	10; 2; 3;
25.07.2009	06:33	1	41°10' с.ш.; 51°43' в.д.	170	3600	3600	2
27.07.2009	18:29	1	40°08' с.ш.; 52°09' в.д.	50	1200	670	3
28.07.2009	06:39	1	39°50' с.ш.; 52°02' в.д.	70	4300	1200	9
31.07.2009	06:45	2	39°30' с.ш.; 52°05' в.д. 39°29' с.ш.; 52°20' в.д.	50–100	4050; 4725	750; 975	6; 9
06.08.2009	18:14	>6	40°13'–43°15' с.ш.; 50°49'–52°12' в.д.	30–150	различная	1200	различное
09.08.2009	18:20	8	39°31'–44°09' с.ш.; 50°11'–52°06' в.д.	40–100	различная	825	различное
12.08.2009	18:26	4	39°31'–44°09' с.ш.; 50°11'–52°06' в.д.	40–70	2775; 2550	750; 1100; 825	4; 5; 5; 3
15.08.2009	18:31	1	42°58' с.ш.; 50°52' в.д.	70	3900	675	6
16.08.2009	06:42	2	40°14' с.ш.; 52°25' в.д. 41°01' с.ш.; 52°27' в.д.	50	3525; 3375	825; 675	7; 6
25.08.2009	18:17	2	42°23' с.ш.; 52°10' в.д.; 43°18' с.ш.; 50°55' в.д.	200; 80	2770; 1350	450; 375	8; 5
28.08.2009	18:23	5	39°15' с.ш.; 51°51' в.д.; 43°23' с.ш.; 50°52' в.д.	100; 60	различная	450; 1125	различное
31.08.2009	06:36	1	41°59' с.ш.; 52°05' в.д.	60	2250	600	5

нородности рельефа, банки, резкие поднятия дна, все они характерны именно для восточного склона Среднего Каспия. На рис. 3 представлен фрагмент изображения, полученного в результате композиции каналов 3, 2 и 1 ETM + ИСЗ Landsat-7. Съемка проводилась в области солнечного блика, и в отличие от РЛИ, на которых передний фронт проявляется в виде яркой светлой полосы, что со-

ответствует усилению рассеяния РЛ-сигнала и соответственно сулою (Булатов и др., 2003), на данном оптическом изображении ППВВ проявляются в виде темных полос. На указанном фрагменте хорошо различаются несколько цугов, распространяющихся под углом друг к другу. Расстояние между цугами А и В, В и С составляет соответственно 14 и 13 км. Расчеты показывают, что дан-



**Рис. 3.** Множественные проявления пакетов ВВ, распространяющихся в виде концентрических окружностей. Средняя длина волны – 750 м. Буквами отмечены цуги, для которых вычислялась скорость их распространения. Фрагмент Landsat-7 ETM+ изображения ( $42 \times 35$  км), полученного 31.05.2009 г. с разрешением 30 м. Композиция каналов 3, 2 и 1.

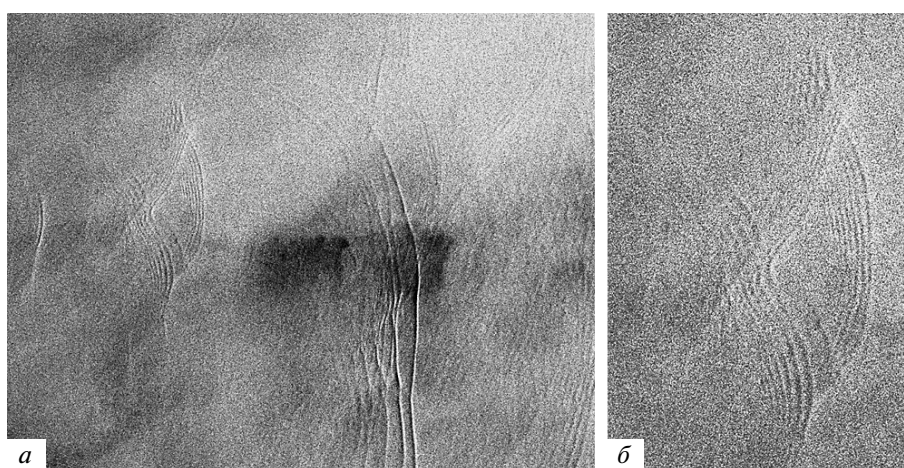
ные цуги распространяются со скоростью примерно 50 см/с.

Близкие оценки скорости распространения цугов ВВ получены и для случая, представленного на рис. 4а. Данное РЛИ получено с высоким пространственным разрешением (12.5 м) на вертикальной поляризации излучения и приема. На его увеличенном фрагменте (рис. 4б) хорошо видно взаимодействие трех цугов солитонов.

### *Сезонная зависимость районов проявлений ВВ в Каспийском море в 2009 г.*

Проведенный в 2009 г. спутниковый мониторинг акватории Каспийского моря показал, что все многочисленные поверхностные проявления цугов ВВ зарегистрированы в период с третьей декады мая до конца августа. Первый случай ППВВ выявлен 21 мая в юго-западной части Каспия, вблизи м. Лимир; последний раз в сезоне ППВВ наблюдались 28 августа в районе Казахского залива. Прослеживается четкая сезонная зависимость локализации ВВ: если в мае—начале июня ВВ наблюдались в южном Каспии, то по мере прогрева воды в течение лета места зарождения и распространения ВВ сдвигались на север. Большая часть ППВВ была выявлена в восточной части Каспийского моря севернее Апшеронского порога в районе  $40^\circ$  с.ш.,  $52^\circ$  в.д. (см. таблицу). На рис. 5 схематично представлены основные районы наблюдений ППВВ в разные периоды.

Анализ архивных РЛ-данных, полученных в 2003 и 2007 гг., и оперативных данных за май—начало июня 2010 г. показал, что ППВВ наблюдались практически в тех же районах, что и в 2009 г. Время массового проявления ВВ – июнь—первая половина июля – связано, на наш взгляд, с формированием сезонного термоклина. В Среднем и Южном Каспии в летний период величина солености относительно постоянна по глубине, поэтому в первом приближении можно считать, что градиент плотности пропорционален только градиенту температуры. Со второй половины июля происходит сильный прогрев воды до больших глубин, скачок термоклина неярко выражен и прижат ко дну. Как показывают контактные из-



**Рис. 4.** Примеры поверхностных проявлений нелинейных взаимодействий цугов ВВ в Каспийском море: а – фрагмент ASAR Envisat изображения ( $50 \times 37$  км), полученного 22.08.2003 г. в 06:47 UTC с разрешением 12.5 м; б – увеличенный фрагмент ( $15 \times 16$  км) данного РЛИ, демонстрирующий взаимодействие трех цугов солитонов.

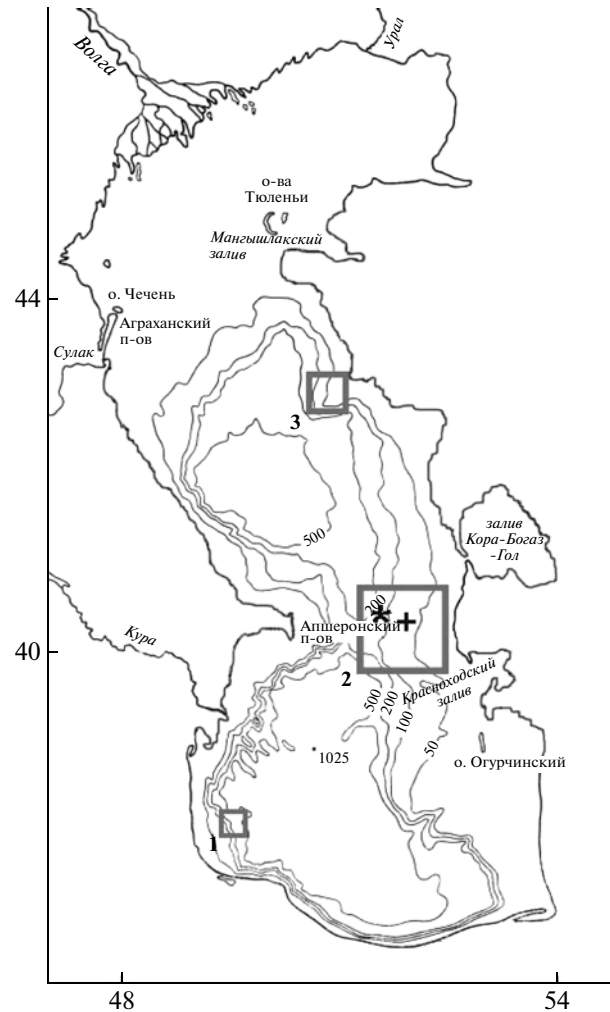
мерения, проводившиеся в данном районе осенью 1972 и летом 1973 гг. во второй половине лета и осенью, ВВ либо совсем отсутствовали, либо имели сравнительно небольшую высоту (Коняев, 1975). Соответственно нет и поверхностных проявлений, которые можно было бы обнаружить на спутниковых изображениях.

*Сейши – возможный механизм генерации выявленных ВВ*

Каспийское море, крупнейшее в мире замкнутое озеро-море. Оно, как и Черное море, может быть отнесено к бесприливным морям. На побережье высота прилива не превышает 12 см, а в открытом море – 2 см. Как было отмечено выше, зарождение ВВ в морях со слабыми приливами возможно при протекании активных динамических процессов, связанных с возникновением и релаксацией прибрежного апвеллинга, вихрями различных масштабов, сгонно-нагонными явлениями, осцилляциями с инерционной частотой гидрологических фронтов, сейшами и внутренними борами. Летний апвеллинг имеет большое значение для Каспийского моря, в корне меняя динамические процессы на акватории (Архипкин, 1990). Он наблюдается ежегодно вдоль всего восточного побережья Среднего Каспия и частично проникает даже в Южный Каспий. Подъем холодных глубинных вод происходит с различной интенсивностью в результате воздействия преобладающих в летний сезон юго-восточных ветров. Ветер данного направления вызывает отток теплых поверхностных вод от берега и подъем более холодных вод из промежуточных слоев. Как следствие, на поверхности воды наблюдается понижение температуры ( $7^{\circ}$ – $15^{\circ}$ С). Горизонтальные градиенты температуры достигают  $2.3^{\circ}$ С на поверхности и  $4.2^{\circ}$ С на глубине 20 м. Очаг апвеллинга постепенно смещается с  $41^{\circ}$ – $42^{\circ}$  с.ш. в июне к  $43^{\circ}$ – $45^{\circ}$  с.ш. в сентябре (Архипкин, 1990).

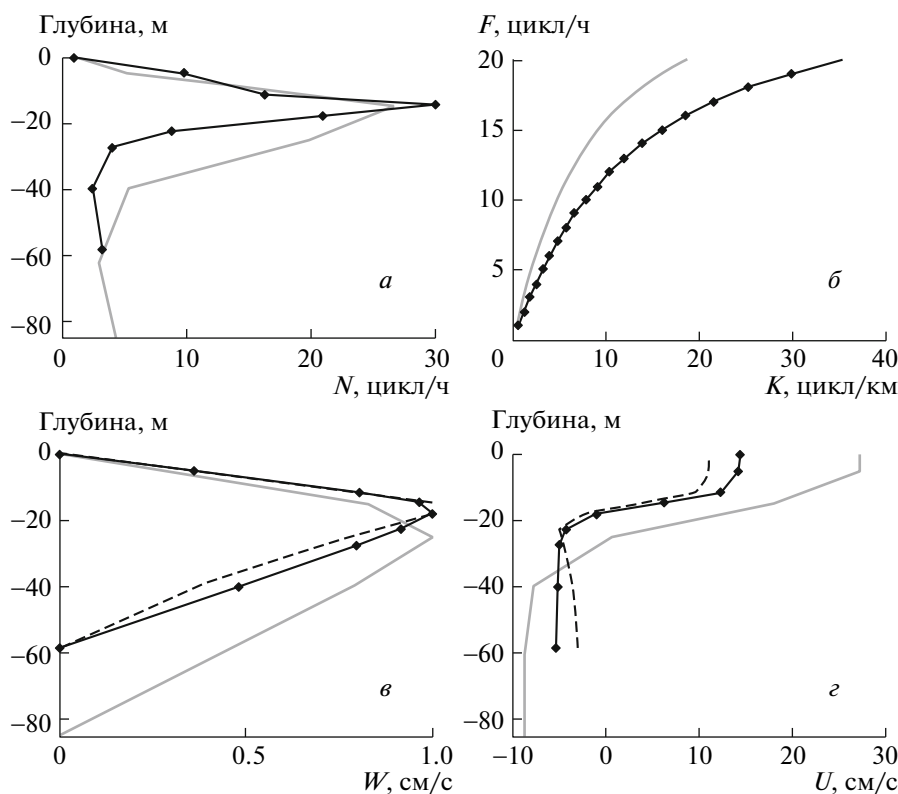
Анализ данных прибрежных метеостанций (Баку и Красноводска) и карт фактической погоды (<http://cliware.meteo.ru/meteo/>) показал, что в периоды, предшествующие проявлениям ВВ, не было условий для возникновения значительного апвеллинга, и на картах поверхностной температуры, построенных по данным MODIS ИСЗ Aqua/Terra и AVHRR ИСЗ NOAA (<http://smis.iki.rssi.ru/archive/>), он не наблюдался. Наиболее вероятным механизмом, ответственным за генерацию выявленных на спутниковых изображениях ВВ, на наш взгляд, являются сейши.

Сейши – свободные стоячие волны, возникающие в водоемах под действием внешних сил, – представляют собой характерный вид колебательных движений. В Каспийском море они образуются вследствие быстрых изменений атмосферного давления или ветра над различными участками по-



**Рис. 5.** Карта-схема Каспийского моря. Квадратами отмечены районы ППВВ, выявленных на спутниковых изображениях в 2009 г.: 1 – в конце мая; 2 – в июне–начале августа; 3 – в августе. Крестиком отмечено положение гидрологической станции 1976 г., звездочкой – 1977 г.

верхности водоема. Размах сейшевых колебаний, по наблюдениям в Баку и Махачкале, может достигать до 70 см. Изучение сейшевых колебаний в Каспийском море проводилось как путем статистического анализа наблюдений за уровнем моря в разных пунктах, так и с помощью теоретического моделирования (Блатов и др., 1990). Сопоставление обоих методов позволило выделить ряд сходных, обоснованных результатов. Показано, что независимые сейшевые колебания возникают не только в Среднем и Южном Каспии, которые разделены подводным Апшеронским порогом, но и в крупных заливах. Выделены доминирующие периоды 8.5–8.7 ч и 4.2–4.6 ч, обусловленные наличием продольных сейш всего Каспийского моря (одно- и двухузловой соответственно). Узловая линия продольной одноузловой сейши глубоко-



**Рис. 6.** Результаты расчета параметров ВВ для плотностной стратификации в 1976 г. (линия с маркерами и штрихпунктирная линия) и 1977 г. (серая сплошная линия): *а* – профили частоты плавучести; *б* – дисперсионные кривые ВВ низшей моды; *в* – сплошные кривые: профили амплитуд вертикальных скоростей для ВВ с частотой 0.12 ц/ч, пунктир: то же для частоты 5 ц/ч (максимальные скорости приняты равными 1 см/с); *з* – профили соответствующих горизонтальных скоростей.

водного Каспия проходит примерно через Апшеронский порог. Можно предположить, что интенсивные сейшевые течения, натываясь на крутой склон, генерируют распадающиеся на цуги солитонов колебания термоклина подобно тому, как это происходит под воздействием приливных течений над краем океанских шельфов.

#### *Оценка возможности проявлений ВВ на морской поверхности*

Для определения более детальных характеристик выявленных ВВ из имеющихся архивных данных судовых гидрологических измерений были выбраны данные двух станций. Первая станция, № 760722014, проводила измерения 22.07.1976 г. в точке с координатами 40°10' с.ш. и 52°00' в.д.; глубина места 57 м (на рис. 5 отмечена крестиком). Вторая станция, № 770818, проводила измерения 18.08.1977 г. в точке с координатами 40°16' с.ш. и 51°40' в.д.; глубина места 112 м (на рис. 5 отмечена звездочкой). Эти станции расположены в районе, где наиболее часто выявлялись ППВВ. По данным этих гидрологических станций были рассчитаны профили частоты плавучести (рис. 6а),

дисперсионные соотношения (рис. 6б), профили амплитуд вертикальной (рис. 6в) и горизонтальной (рис. 6з) орбитальных скоростей низкочастотных ВВ, которым должны соответствовать профили внутренних солитонов в приближении уравнения Кортевега де Вриза (КдВ), а также фазовые скорости этих волн. Все оценки выполнялись в предположении, что генерация ВВ происходит под действием сейшевых колебаний с характерным для Среднего Каспия периодом 8.5–9 ч. Рассчитанная фазовая скорость низкочастотной (восьмичасовой) ВВ для более глубоководной станции, выполненной вблизи края шельфа в 1977 г., равная 0.69 м/с, оказалась заметно выше, чем скорость над более мелководным участком в 1976 г., равная 0.44 м/с. Полагая, что гидрологические условия в этой части Каспия в 1976 и 1977 гг. были более или менее одинаковыми, можем считать, что средняя скорость движения низкочастотных ВВ на трассе должна быть около 0.5 м/с, что близко к оценке, полученной по космическим изображениям поверхностных проявлений пакетов коротких ВВ. Последние напоминают хорошо известные проявления внутренних соли-

тонов на океанских шельфах (Бондур, 2004; Sabinin, Serebryanu, 2005).

Амплитуды горизонтальных скоростей, показанных на рис. 6г, даны для случаев, когда максимальные вертикальные скорости условно принимаются равными 1 см/с.

Приведенные на рис. 6 результаты кинематических расчетов не позволяют судить о реальных значениях скоростей, но их можно приблизительно оценить исходя из следующих соображений. Во внутренних солитонах отношение горизонтальной орбитальной скорости  $U$  к фазовой  $C$  в верхнем слое составляет обычно несколько десятых долей (Sabinin, Serebryanu, 2005). Отсюда, если  $U/C = 0.2-0.3$ , то в глубоководной части горизонтальные течения в солитонах должны достигать у поверхности  $\sim 0.2$  м/с, а в более мелководной  $\sim 0.1$  м/с, что вполне достаточно для модуляции ветровой ряби, (Бондур и др., 2010). Модуляция коротких гравитационно-капиллярных волн приводит к модуляции отраженного РЛ-сигнала, что позволило выявить ППВВ из космоса.

Можно получить представление и о горизонтальных течениях в коротких волнах, следующих за солитонами и хорошо заметных на снимках (рис. 3, 4) в виде квазипериодических структур, если задаться типичной высотой этих волн в 2–3 м (Иванов, Серебряный, 1985). Частота этих “хвостовых” волн со средней длиной около 300 м равна 5 ц/ч (рис. 6б), а профиль амплитуд вертикальных смещений в верхних слоях моря практически не отличается от профиля низкочастотных волн (рис. 6в) при меньшей фазовой скорости  $C = 42$  см/с. Из уравнения неразрывности следует, что горизонтальные орбитальные течения равны фазовой скорости, умноженной на вертикальный градиент амплитуды  $A$  колебаний водных слоев:  $U = C dA/dz$ . Если эта амплитуда возрастает в верхнем слое от 0 до 2 м (на глубине 15 м), то  $dA/dz = 0.133$  и  $U = 6$  см/с, что также достаточно для того, чтобы и “хвосты” солитонов проявлялись на спутниковых РЛИ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

РЛИ ASAR Envisat и данные сканирующего радиометра ETM + ИСЗ Landsat-7 позволили выявить и детально исследовать ППВВ в Каспийском море. В отсутствие существенных приливов основным механизмом, приводящим к генерации данных ВВ, являлись сейшковые колебания с частотой 8.5–9 ч. В отличие от ППВВ в бесприливном Черном море, ППВВ на Каспии отличаются большими пространственными масштабами, частотой проявления, имеют вид классических цугов солитонов и их взаимодействия обладают эффектами нелинейности.

Наблюдается сезонная неоднородность в проявлениях ВВ на поверхности, связанная, по всей

видимости, с положением слоя скачка плотности. По мере прогрева верхнего слоя воды и заглупления термоклина районы локализации ВВ сдвигаются на север. Выделены три основных района в зависимости от сезона: юго-западная часть Каспия, вблизи м. Лимир (конец мая); восточная часть Каспия от м. Бекдаш до п-ова Челекен (июнь–июль); восточная часть Каспия от Актау до Казахского зал. (август). Проявление ВВ именно в восточной части Среднего Каспия вызвано тем, что восточный шельф более пологий по сравнению с западным и более широкий.

Скорость распространения выявленных нелинейных цугов солитонов в Каспийском море оценивалась как по спутниковым изображениям, так и по данным гидрологических станций. Наблюдается хорошее соответствие полученных результатов: и в том и другом случае скорость составляет примерно 50 см/с.

Проведено исследование и межгодовой изменчивости ППВВ в Каспийском море. Проанализированы архивные РЛ-данные за 2003 и 2007 гг., а также оперативные спутниковые данные за 2010 г. (май–начало июня). Выявлено, что пространственные характеристики (длины волн и протяженность фронтов, количество волн в цуги и др.) остаются постоянными. Изменяются районы локализации пакетов. В августе 2003 г. ППВВ встречались существенно южнее, чем в тот же период 2009 г. А ППВВ в начале лета 2010 г. обнаружены над западным шельфом севернее Апшеронского п-ва. Следует отметить, что в данном районе ВВ регулярно выявлялись при контактных измерениях (Коняев, 1975).

Данная работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ: грант 08-05-00831-а. Спутниковые РЛ-данные предоставлены Европейским космическим агентством в рамках проекта Bear 2775 и С1Р.6342. Авторы благодарны В.С. Тужилкину (кафедра океанологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова) за предоставленные данные контактных измерений гидрологических параметров в Каспийском море.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипкин В.С. Особенности структуры и динамики прибрежного апвеллинга в Каспийском море // Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука, 1990. С. 61–74.
- Блатов А.С., Ведев Д.Л., Косарев А.Н. О сейшах в Каспийском море // Метеорология и гидрология. 1990. № 8. С. 109–114.
- Бондур В.Г. Аэрокосмические методы в современной океанологии // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. С. 55–117.
- Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Ежова Е.В., Казаков В.И., Сергеев Д.А., Соустова И.А., Троицкая Ю.И. Поверхностные проявления внутренних волн, излучаемых за-

- глубленной плавучей струей. Ч. 3. Поверхностные проявления внутренних волн // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 1–10.
- Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Лаврова О.Ю., Литовченко К.Ц., Митягина М.И., Раев М.Д., Сабинин К.Д., Трохимовский Ю.Г., Чурюмов А.Н., Шуган И.В. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // УФН. 2003. Т. 173. № 1. С. 69–87.
- Власенко В.И., Иванов В.А., Красин И.Г., Лисиченко А.Д. Генерация интенсивных короткопериодных внутренних волн в шельфовой зоне Крыма во время протекания прибрежного апвеллинга // Морской гидрофизический журн. 1997. № 3. С. 3–16.
- Иванов В.А., Коняев К.В., Серебряный А.Н. Группы интенсивных внутренних волн в шельфовой зоне моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. № 12. С. 1302–1309.
- Иванов В.А., Серебряный А.Н. Частотные спектры короткопериодных внутренних волн в бесприливном море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 6. С. 683–685.
- Иванов В.А., Серебряный А.Н. Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливногo моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19. № 6. С. 661–665.
- Иванов В.А., Серебряный А.Н. Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне бесприливногo моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 6. С. 648–656.
- Коняев К.В. Экспериментальное исследование короткопериодных внутренних волн в море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 3. С. 285–296.
- Коняев К.В., Сабинин К.Д. Новые данные о внутренних волнах в море полученные с помощью распределенных датчиков температуры // ДАН СССР. 1973. Т. 209. № 1. С. 86–89.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 6. С. 49–55.
- Серебряный А.Н. Эффекты нелинейности во внутренних волнах на шельфе // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 3. С. 285–293.
- Серебряный А.Н. Проявление свойств солитонов во внутренних волнах на шельфе // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 244–252.
- Garrett C., Munk W. Space-time scales of internal waves // Geophys. Fluid Dynam. 1972. V. 3. № 3. P. 225–264.
- Kao T.W., Pao H.P., Park G. Surface intrusions, fronts and internal waves: a numerical study // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № C9. P. 4641–4650.
- Sabinin K., Serebryany A. Intense short-period internal waves in the ocean // J. Marine Res. 2005. V. 63. P. 227–261.

## Satellite Observations of Internal Waves Surface Manifestations in the Caspian Sea

O. Yu. Lavrova<sup>1</sup>, M. I. Mityagina<sup>1</sup>, K. D. Sabinin<sup>1,2</sup>, A. N. Serebryany<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

<sup>2</sup>N.N. Andreev Acoustics Institute, Moscow

Results of satellite observations of internal wave surface manifestations in the Caspian Sea are presented. It has been proposed that the possible reason for detected internal waves generation was uninodal seiches with nodal line located in the vicinity of the Apsheron Sill. Main parameters of internal waves in the Caspian Sea looking like classical soliton trains were retrieved. Three main regions of their localization depending on time were established. In May, IW packets were observed in the western part of the South Caspian Basin, in June and in July all manifestations were observed in the eastern part, near the Apsheron Sill, and in August, the localization of IW shifted to the north. Horizontal current velocity of the solitons was assessed. According to the assessment, velocity was about 0.2 m/s that is sufficient to modulate short gravity-capillary waves and make internal waves visible from space.

**Keywords:** internal waves, satellite imaging, sea surface radar observations, seiches, the Caspian Sea

## АВТОМАТИЧЕСКОЕ РАСПОЗНАВАНИЕ И ОКОНТУРИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ ЦВЕТЕНИЯ *LEPIDODINIUM CHLOROPHORUM* ПО ДАННЫМ СКАНИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ

© 2011 г. Е. А. Морозов<sup>1,2\*</sup>, О. Б. Анискина<sup>1,2</sup>, Д. В. Поздняков<sup>1,3</sup>, Л. Х. Петтерссон<sup>3</sup>, В. И. Сычев<sup>2</sup>, Х. Грассл<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Научный фонд “Международный центр по дистанционному зондированию и окружающей среде им. Хансена”, Санкт-Петербург

<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Центр по дистанционному зондированию и окружающей среде им. Хансена, Берген, Норвегия

<sup>4</sup>Метеорологический институт им. Макса Планка, Гамбург, Германия

\*E-mail: evgeny.morozov@niersc.spb.ru

Поступила в редакцию 03.02.2010 г.

Для автоматического распознавания и оконтуривания областей цветения динофлагеллята *Lepidodinium chlorophorum* разработаны два методологически независимых алгоритма, основанные на нейронно-сетевом методе и нечеткой логике *k*-средних. Обучение нейронно-сетевого алгоритма и валидация результатов применения обоих алгоритмов к данным спутникового датчика цвета океана MODIS/Aqua производились с использованием данных измерений *in situ* в водах Атлантического побережья Франции. Выявленные локализации цветения указанной водоросли обоими алгоритмами оказались весьма близкими/перекрывающимися, что свидетельствует о возможности их ансамблевого применения. Разработанные алгоритмы не специфичны в отношении типа вод и могут быть применены к различным морским акваториям.

**Ключевые слова:** MODIS, Бискайский залив, нейронная сеть, цветение вредных водорослей, *Lepidodinium chlorophorum*

### ВВЕДЕНИЕ

Из современных достижений спутниковой гидроэкологии можно выделить в той или иной мере успешное оперативное слежение за возникновением и пространственно-временной динамикой цветения фитопланктона-сообщества водных (по преимуществу автотрофных) микроорганизмов растительного происхождения. Само по себе — это, безусловно, важный этап в развитии дистанционного зондирования (ДЗ) Мирового Океана из космоса в силу нетривиальности этой задачи, учитывая все многообразие оптических свойств природных вод (Platt et al., 2008; Zibordi et al., 2009).

Однако в настоящее время все более настойчиво начинает выдвигаться задача по идентификации существующими спутниковыми датчиками цвета океана конкретной культуры (или комплекса культур) фитопланктона, обусловившей/обусловивших резкий рост биомассы наблюдаемого из космоса цветения (ICES-IOC Working Group, 2003).

Если для спутникового мониторинга зон цветения фитопланктона достаточно уметь реги-

стрировать лишь концентрацию хлорофилла-*a* (хл-*a*) — пигмента, универсально присутствующего в клетках всех без исключения автотрофных организмов на Земле и являющегося индикатором их биомассы, то решение идентификации типов фитопланктона оказывается существенно сложнее. В этом случае возникает необходимость в выделении в дистанционно-регистрируемом сигнале дополнительных индикаторов, однозначно характеризующих конкретный таксон. В качестве таковых могут выступать дополнительные к хл-*a* пигменты — другие хлорофиллы, а также каротиноиды и билипротеины. Однако для выделения сигналов от них в общем сигнале, регистрируемом с орбиты, спектральное разрешение функционирующих в настоящее время датчиков цвета океана, информация с которых является общедоступной, оказывается явно недостаточным, — что существенно усложняет практическое решение этой проблемы.

Между тем из основных причин, по которым задача дистанционной идентификации видов фитопланктона является весьма важной в водной экологии, можно выделить весьма тревожный

феномен нарастающе-частых и прогрессирующе-обширных цветений так называемых вредных микроводорослей (harmful algal blooms – HABs) (ICES-IOC Working Group, 2003). При этом под вредностью водорослей понимается довольно широкий спектр их негативного воздействия на среду обитания и ее биоту, а по цепи трофических взаимодействий – и на более широкий круг объектов биосферы Земли, включая и человека. HABs могут выделять в окружающую водную среду токсины различного поражающего действия (нервно-паралитического, диарического, амнезического и др.) или, при их высокой концентрации, приводить к механическому гемолитическому поражению тканей, дисфункции дыхательных органов водных организмов и истощению запасов растворенного кислорода в воде (Hallegraeff et al., 1995). Даже этот далеко неполный перечень возможных поражающих эффектов свидетельствует о важности проблемы своевременной идентификации HABs и мониторинга их пространственно-временной динамики. Понятно, что спутниковый мониторинг HABs в принципе является наиболее предпочтительным способом достижения этой цели в силу своей оперативности и большого одновременного охвата территории зондируемых вод. И с этой точки зрения исследование возможностей идентификации HABs существующими спутниковыми системами регистрации цвета океана в сочетании с разработкой соответствующих методологических подходов представляет несомненный интерес (Cracknell et al., 2001; Babin et al., 2008).

Среди типичных представителей HABs обычно выделяют некоторые виды таких водорослей, как *Diatoms*, *Prymnesiophytes*, *Raphidophytes*, *Cyanobacterium* и *Dinoflagellates* (Hallegraeff et al., 1995).

Однако такой динофлагеллят, как *Lepidodinium chlorophorum* (*L. chlorophorum*), еще относительно недавно не упоминался в литературе как экологически вредная водоросль. Отчасти это объясняется тем, что *L. chlorophorum* была впервые описана лишь в 1996 г., а более корректное ее описание появилось всего несколько лет назад, в 2007 г. Выяснилось, что хотя *L. chlorophorum* не является токсической водорослью, массовое цветение этого вида планктона приводит, вследствие выделения значительного количества слизи, к аноксии вод и к гибели моллюсков.

Таким образом, районы массового развития *L. chlorophorum* должны рассматриваться как HABs, а их мониторинг важен как с точки зрения изучения водно-экологической динамики в районе цветения, так и с практической, связанной с состоянием/сохранением ресурсов морепродуктов.

В настоящем исследовании нами было разработано два типа алгоритмов для идентификации, районирования и отслеживания динамики зон

цветения *L. chlorophorum* с использованием спутникового сенсора MODIS/Aqua.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА *LEPIDODINIUM CHLOROPHORUM*

Фитопланктон *L. chlorophorum* – ярко-зеленые эндосимбионты филума *Dinoflagellata*, класса *Dinophyceae*, отряда *Gymnodiniales*, классификационная идентификация которых впервые была произведена Эльбрахтером и Шнепфом (Elbrächter, Schnepf, 1996), а затем скорректирована Хансеном, Ботесом и Де-Салесом (Hansen et al., 2007). Полагают, что *L. chlorophorum* эволюционно происходит из класса *Prasinophytes* отдела *Chlorophyta* – примитивных эукариотов – морских зеленых микроводорослей. Это родство, по-видимому, и обусловило наличие в клетках *L. chlorophorum* зеленых перидинин-содержащих пластиидов с хлорофильным комплексом хл-*a* и хлорофилл-*b* (хл-*b*) (Takishita et al., 2008). Содержание пигментов в клетках *L. chlorophorum* таково, что ее интегральный удельный коэффициент поглощения,  $a_{L,chl}^*$  довольно высок [ $3.32 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2 \text{ мгхл-}a^{-1}$ ] по сравнению, например, с некоторыми другими морскими водорослями – представителями филума *Dinophyta* и *Haptophyta* (Claquin et al., 2008). Сведения о спектральных значениях  $a_{L,chl}^*$ , а также удельного коэффициента обратного рассеяния,  $b_{L,chl}^*$  по-видимому, в доступной/рецензируемой литературе отсутствуют.

В отличие от многих других представителей динофлагеллят, которые образуют токсические цветения, имеют симбиотические отношения (в т.ч. с кораллами) и имеют гетеротрофный тип питания, *L. chlorophorum* преимущественно фототроф (хотя и сохраняет способность к гетеротрофии (Morden, Sherwood, 2002)) и вместо токсичных веществ выделяет в окружающую водную среду полисахариды в виде прозрачных коллоидных биополимеров, которые затем коагулируют с образованием TEPs (transparent exopolymeric particles). При этом пропорция выделяемого в водную среду углерода к органическому углероду, фотосинтезируемого клеткой *L. Chlorophorum*, может достигать ~71% (в то время как у других таксонов этот показатель варьирует в пределах ~7–30%). TEPs сложным образом вовлечены в биогеохимические процессы в морской среде (Passow, 2002a; Passow, 2002b), в том числе и в процессы седиментации клеток *L. chlorophorum*. Таким образом, время цветения *L. chlorophorum*, в особенности в условиях ветрового перемешивания, ощутимо сокращается. TEPs влияют на скорости выедания фитопланктона зоопланктоном, удерживают/концентрируют бактерии и вирусы, ухудшая тем самым патогенный фон в зоне цветения.

Поскольку у *L. chlorophorum* отношение  $E/E_k$  (экспоненциально возрастающей освещенности к параметру светового насыщения) увеличивается с понижением температуры воды (Claquin et al., 2008), этот таксон обладает в холодных/прохладных водах повышенной устойчивостью к эффекту фотоингибирования первичной продуктивности, что объясняет его способность вегетировать в средних и нижних широтах, часто в зонах апвеллингов, в условиях высоких уровней инсоляции, особенно в летний период. Регулярные цветения *L. chlorophorum* отмечаются у побережья Южной Африки и Австралии, вдоль французского атлантического побережья и в Северном море (куда эта водоросль, по-видимому, заносится береговыми течениями), а также во многих других регионах Мирового Океана (Hansen et al., 2007; Elbrachter, 1998).

Не являясь токсигенной, *L. chlorophorum*, благодаря своей способности обильно выделять ТЕРPs, образует в периоды своего массового развития, в зоне цветения, слизистые поля и скопления, которые вызывают аноксию, и, в особенности на мелководье, являются причиной многочисленных дисфункций у ракообразных и моллюсков как за счет дефицита растворенного кислорода, так и в результате обволакивания этих организмов.

В связи с этим как со стороны морских биологов/экологов, так и производителей морепродуктов усилилось внимание к феномену цветения *L. chlorophorum*, в том числе и в контексте организации мониторинга возникновения и пространственно-временной динамики этого явления.

## МЕТОДОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ АЛГОРИТМОВ

Не ставя здесь перед собой задачу исчерпывающего обзора работ, посвященных методологии дистанционной идентификации типов фитопланктона, и, более специфично, НАВs, отметим лишь, что к настоящему времени опробован целый ряд подходов (Kutser, 2009).

Изначально, методология строилась просто на выявлении областей высокой концентрации хл-*a* в предположении, что обнаруженные таким образом области большой биомассы фитопланктона принадлежат монотаксонному цветению, видовой принадлежность которого подлежала определению *in situ* (если это предварительно уже не было сделано) (Stumpf et al., 2003). В последующем широкое распространение получили алгоритмы, основанные на отношениях сигналов в одной или нескольких парах каналов спутникового датчика (Kutser, 2009). Комбинации каналов подбирались по принципу наибольшей чувствительности к спектральным сигнатурам пигментов таксона, подлежащего мониторингу.

Наряду с этим в лабораторных, а также в полевых условиях (с судов и самолетов), с применением спектрометров высокого разрешения с непрерывной регистрацией спектра восходящего излучения, изучались возможности идентификации планктонных таксонов по полосам поглощения их характерных пигментов, в том числе и с использованием метода дифференциальной спектроскопии. В частности, этот подход был реализован с применением таких спутниковых приборов, как Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography (SCIAMACHY) (Brache et al., 2009) и гиперспектральный визуализирующий спектрометр Hyperion. К гиперспектральным данным могут быть успешно применены различные приемы дискриминационного анализа (Weizman, Goldberger, 2009).

Однако для сенсоров цвета океана типа SeaWiFS, MODIS и MERIS, обладающих лишь несколькими полосами в видимом диапазоне спектра и относительно низким спектральным разрешением, метод спектроскопии высокого разрешения нереализуем.

При наличии гидрооптической модели зондируемых вод, т.е. табулированных значений спектральных удельных коэффициентов поглощения и обратного рассеивания всех основных цветформирующих компонент, включая и водоросль, обусловившую цветение, весьма эффективными оказываются методы многомерной оптимизации (см., например, (Korosov et al., 2009)).

В случае наличия большого числа синхронизированных с пролетом спутникового датчика цвета океана таксономических данных *in situ* возможна разработка эмпирических идентификационных алгоритмов на основе многомерных корреляционных методов или метода нейронных сетей (МНС).

Существуют, однако, методы анализа, основанные на нечеткой логике (Zimmermann, 2001), позволяющие на основе регистрируемых дистанционным датчиком спектров световых сигналов производить объективное выделение классов, характеризующееся теми или иными спектральными сигнатурами.

Исходя из анализа объема и характера базы дистанционных данных и измерений *in situ*, которой мы располагали, для идентификации *L. chlorophorum* нами были выбраны МНС и метод, основанный на нечеткой логике  $k$ -среднего (Dembele, Kastner, 2003). В случае успеха, параллельное применение двух “генетически” независимых алгоритмов позволяло предложить ансамблевый подход, обеспечивающий большую надежность обнаружения и оконтуривания района цветения *L. chlorophorum*, с последующим слежением за его пространственно-временной динамикой.

### Нейронно-сетевой алгоритм

Из существующих типов искусственных нейронных сетей наиболее частое применение для целей ДЗ нашли многослойные персептроны (МП) (Haykin, 1998). В общем случае МП состоит из трех слоев: входного, внутреннего, или промежуточного, и выходного. Входной слой содержит нейроны, отражающие свойства входного параметра. В нашем случае это могут быть спектральные значения коэффициента отражения под поверхностью воды для ДЗ,  $R_{rsw}$  (по определению  $R_{rsw}$  – яркость восходящего света непосредственно под поверхностью воды, нормированная на исходящую освещенность, создаваемую падающим светом на том же уровне (Jerome et al., 1996)). Выходной слой содержит нейроны, число которых соответствует числу искомым параметров (в нашем случае это один нейрон, величина выходного сигнала которого указывает на наличие или отсутствие цветения). Число нейронов во внутреннем слое подбирается экспериментально и зависит от характера связи между входными и выходными параметрами. Каждый нейрон в нейронной сети связывается со всеми нейронами предыдущего и последующего слоя посредством придания передаточной функции индивидуальных весов.

Входные сигналы передаются от нейронов предыдущего слоя к нейронам последующего слоя (так называемый “feed-forward”-способ). При прохождении сигнала от входного слоя к выходному происходит его трансформация соответствующими индивидуальными весами связей между нейронами. Каждый принимающий нейрон суммирует взвешенные сигналы, поступающие к нему от нейронов предыдущего слоя

$$net_j = \sum_{i=1}^N w_{ji} o_i, \quad (1)$$

где  $w_{ji}$  – вес связи между нейроном  $i$  и нейроном  $j$ , а  $o_i$  – выходной сигнал нейрона  $i$ . Тогда выходной сигнал нейрона  $j$  может быть выражен как

$$o_j = f(net_j). \quad (2)$$

Обычно передаточная функция  $f$  представляет из себя нелинейную сигмоидную функцию. Эта функция преобразует взвешенную сумму входных сигналов для каждого нейрона для последующей передачи выходного сигнала этого нейрона на нейроны последующего слоя. Достижение входным сигналом выходного слоя знаменует фактическое создание нейронной сети. Созданная таким образом нейронная сеть подлежит тренировке с тем, чтобы придать ей способность к генерализации, т.е способность к интерполяции и

корректному решению обратной задачи с входными данными отличными от тех, что составляли пул тренировочных данных. Значения входного параметра (в нашем случае это спектральные величины  $R_{rsw}(\lambda)$ ) пропускаются через сеть, и сигналы в выходных нейронах сравниваются с фактическими/реальными значениями искомым параметров (в нашем случае – проверяется наличие или отсутствие цветения). Ошибка восстановления пропускается по нейронам в обратном направлении для коррекции весов

$$\Delta w_{ji}(n+1) = \eta(\delta_j o_i) + \alpha \Delta w_{ji}(n), \quad (3)$$

где  $\eta$  – параметр обучения;  $\delta_j$  – индекс скорости изменения величины ошибки;  $\alpha$  – величина момента. Процесс тренировки продолжается до достижения искомой точности восстановления. Сеть, натренированная таким образом, затем тестируется с использованием дополнительного пула данных входных и выходных значений параметров, не вошедших в тренировочный пул.

При реализации нейронно- сетевого алгоритма (НСА) нами использовалось программное обеспечение, созданное в Штуттгартском университете (<ftp://ftp.informatik.uni-stuttgart.de/pub/SNNS/>). Количество нейронов во входном слое было выбрано равным шести, по числу спектральных каналов спутникового датчика MODIS/Aqua. В поисках оптимальной архитектуры сети, методом перебора количества нейронов в промежуточном слое нейронной сети число нейронов в промежуточном слое было принято равным шести. Выходной слой содержал один нейрон. На вход сети подавались значения  $R_{rsw}$  на длинах волн 412; 443; 488; 531; 551 и 667 нм. Эти входные сигналы инвертировались сетью таким образом, что на выходе результирующее число варьировало между 0 и 1 : 0 или 1 соответствовали соответственно, отсутствию или наличию цветения *L. chlorophorum*, а промежуточные значения интерпретировались как соответствующие пикселям перехода от цветения к его отсутствию.

### Алгоритм, основанный на нечеткой логике $k$ -среднего (АКС)

В основе алгоритма заложен метод кластеризации – объединения объектов в группы (кластеры) на основе схожести признаков для объектов одной группы и отличий между группами. Большинство алгоритмов кластеризации не опираются на традиционные для статистических методов допущения о законе распределения данных наблюдений и могут использоваться в условиях почти полного отсутствия статистической инфор-

мации. Если исходной информацией для кластеризации является матрица наблюдений

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2n} \\ \dots & & & \\ x_{M1} & x_{M2} & \dots & x_{Mn} \end{bmatrix}, \quad (4)$$

каждая строчка которой представляет собой результат измерения  $n$  признаков одного из  $M$  объектов кластеризации, тогда задача кластеризации состоит в разбиении объектов из матрицы  $X$  на несколько подмножеств (кластеров), в которых объекты более схожи между собой, чем с объектами из других кластеров. “Схожесть” определяется через расстояние, которое может рассчитываться как между исходными объектами (строчками матрицы  $X$ ), так и от этих объектов к прототипу кластеров. Обычно (как и в нашем случае) координаты прототипов кластеров заранее неизвестны – они находятся одновременно с разбиением данных.

Разработанные к настоящему времени методы кластеризации можно разделить на четкие (Олдендерфер, Блэшфилд, 1989) и нечеткие (Ross, 1995; Штовба, интернет-ресурс). Четкие методы кластеризации разбивают исходное множество объектов  $X$  на несколько непересекающихся подмножеств. Нечеткие методы кластеризации позволяют одному и тому же объекту принадлежать одновременно нескольким (или даже всем) кластерам, но с различной степенью принадлежности. Нечеткая кластеризация во многих ситуациях более “естественна”, чем четкая, например, для объектов, расположенных на границе кластеров.

Методы кластеризации также классифицируются по тому, определено количество кластеров заранее или нет. В последнем случае количество кластеров определяется в ходе выполнения алгоритма на основе распределения исходных данных. В нашей задаче число кластеров известно заранее, поэтому использовался алгоритм  $k$ -средних, разбивающий данные на наперед заданное число кластеров.

В алгоритме нечетких  $k$ -средних нечеткие кластеры описываются матрицей нечеткого разбиения

$$F = [\mu_{ki}], \quad \mu_{ki} \in [0, 1], \quad (5)$$

$$k = 1, \dots, M, \quad i = 1, \dots, c,$$

в которой  $k$ -я строчка содержит степени принадлежности объекта  $(x_{k1}, x_{k2}, \dots, x_{kn})$  к кластерам  $A_1, A_2, \dots, A_c$ . Матрица  $F$  описывает степень принадлежности объекта к кластеру, и, при нечетком разбиении, степень принадлежности объекта к кластеру принимает значения из интервала  $[0, 1]$ , а при четком – из двухэлементного множества

$\{0, 1\}$ . Условия для матрицы нечеткого разбиения записываются следующим образом:

$$\sum_{i=1}^c \mu_{ki} = 1, \quad k = 1, \dots, M, \quad (6)$$

$$0 < \sum_{k=1}^M \mu_{ki} < N, \quad i = 1, \dots, c. \quad (7)$$

Нечеткое разбиение позволяет просто решить проблему объектов, расположенных на границе двух кластеров, – им назначают степени принадлежности, равные 0.5. Недостаток нечеткого разбиения проявляется при работе с объектами, удаленными от центров всех кластеров. Удаленные объекты имеют мало общего с любым из кластеров, поэтому, казалось бы, для них должны быть назначены малые степени принадлежности. Однако, по условию (6), сумма их степеней принадлежности такая же, как и для объектов, близких к центрам кластеров, т.е. равна единице. Для устранения этого недостатка можно использовать возможностное разбиение, которое требует только, чтобы произвольный объект из  $X$  принадлежал хотя бы одному кластеру. Возможностное разбиение получается следующим ослаблением условия (6):  $\exists i, \mu_{ki} > 0, \forall k$ .

Для оценки качества нечеткого разбиения используется следующий критерий разброса (Штовба, интернет-ресурс):

$$\sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^N (\mu_{ki})^m \|V_i - X_k\|^2, \quad (8)$$

где  $V_i = \frac{\sum_{k=1}^N (\mu_{ki})^m x_k}{\sum_{k=1}^N (\mu_{ki})^m}$  – центры нечетких кластеров;

$m \in [1, \infty)$  – экспоненциальный вес, определяющий нечеткость/размазанность кластера.

Существует множество алгоритмов нечеткой кластеризации, основанных на минимизации критерия (8). Нахождение матрицы нечеткого разбиения  $F$  с минимальным значением критерия (8) представляет собой задачу *нелинейной* оптимизации, которая может быть решена разными методами. В данной работе был применен метод неопределенных множителей Лагранжа (Штовба, интернет-ресурс; Silvey, 1959; Петрушко и др., 2002).

Для повышения эффективности процедуры кластеризации использовались не сами значения  $R_{rsw}(\lambda)$ , а соответствующие им главные компоненты (в количестве шести), полученные методом главных компонент (МГК). Таким образом, реа-

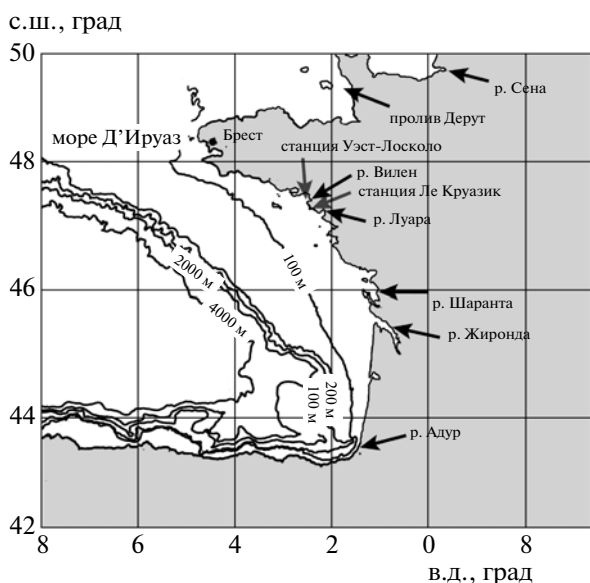


Рис. 1. Батиметрия Бискайского залива, индикация некоторых ориентиров и расположение станций наблюдений.

лизация алгоритма кластеризации по методу нечетких  $k$ -средних сводится к выполнению следующих шагов:

– на шаге 1 устанавливаются параметры алгоритма:  $c$  – количество кластеров,  $m$  – экспоненциальный вес,  $\varepsilon$  – параметр сходимости итерационного алгоритма;

– шаг 2: случайным образом генерируется матрица нечеткого разбиения  $F$ , удовлетворяющая условиям (6), (7);

– на шаге 3 рассчитываются центры кластеров:

$$V_i = \frac{\sum_{k=1}^N (\mu_{ki})^m x_k}{\sum_{k=1}^N (\mu_{ki})^m}, \quad i = 1, \dots, c;$$

– на шаге 4 рассчитываются расстояния между объектами из  $X$  и центрами кластеров:

$$D_{ki} = \sqrt{\|X_k - V_i\|^2}, \quad k = 1, \dots, M, \quad i = 1, \dots, c;$$

– шаг 5: пересчитываются элементы матрицы нечеткого разбиения ( $k = 1, \dots, M, i = 1, \dots, c$ )

$$\mu_{kj} = \frac{1}{\left( D_{ik}^2 \sum_{j=1}^c \frac{1}{D_{jk}^2} \right)^{\frac{1}{m-1}}}, \quad \text{если } D_{ki} > 0,$$

$$\mu_{kj} = \begin{cases} 1, & j = i, \\ 0, & j \neq i \end{cases}, \quad \text{если } D_{ki} = 0, \quad j = 1, \dots, c;$$

– на шаге 6 проверяется выполнение условия  $\|F - F\| < \varepsilon$ , где  $F$  – матрица нечеткого разбиения на предыдущей итерации алгоритма. Если условие выполняется, то осуществляется переход к шагу 7 – разбиение на кластеры состоялось, в противном случае – к шагу 3 – к следующей итерации;

– шаг 7 – окончание процедуры.

Самым важным параметром в алгоритме кластеризации является количество кластеров. В нашем случае это количество определено априори постановкой задачи и равно двум.

Вторым параметром алгоритма кластеризации является экспоненциальный вес ( $m$ ). Чем больше  $m$ , тем конечная матрица нечеткого разбиения  $F$  становится более “размазанной”, и при  $m \rightarrow \infty$  она принимает вид  $F = [1/c]$ , что является очень плохим решением, т.к. все объекты оказываются принадлежащими ко всем кластерам с одной и той же степенью. Кроме того, экспоненциальный вес позволяет при формировании координат центров кластеров усилить влияние объектов с большими значениями степеней принадлежности и уменьшить влияние объектов с малыми значениями степеней принадлежности. На сегодня не существует теоретически обоснованного правила выбора значения экспоненциального веса. Обычно устанавливают  $m = 2$ .

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ДАННЫХ *IN SITU*

Собранные в разные месяцы с 2001 по 2008 г. и предоставленные нам коллегами из IFREMER (Франция) данные *in situ* в количестве 47 измерений относились к двум станциям – Уэст-Лосколо (47.46° с.ш., 2.54° в.д.) и Ле Круазик (47.3° с.ш., 2.51° в.д.). Обе станции расположены у побережья Бискайского залива в районе дельт р. Вилен и р. Луара (рис. 1).

Станционные данные включали в себя идентификацию таксона *L. chlorophorum* и количество клеток в единице объема водной пробы. При этом лишь 12 из них по времени совпадали с пролетами MODIS/Aqua (синхронные и квазисинхронные с пролетом спутника станционные данные (С-КС-данные)).

С целью увеличения объема данных для статистически обеспеченной тренировки нейронного-сетевого алгоритма, была применена следующая процедура: для каждого района, содержащего С-КС-данные создавалось RGB-изображение (путем сочетания в определенных пропорциях сигналов в красной, зеленой и синей областях спектра). Пикселы, непосредственно окружающие пиксел с С-КС-данными, принимались как области цветения *L. chlorophorum*, если имели одинаковый с содержащим С-КС-данные пиксе-

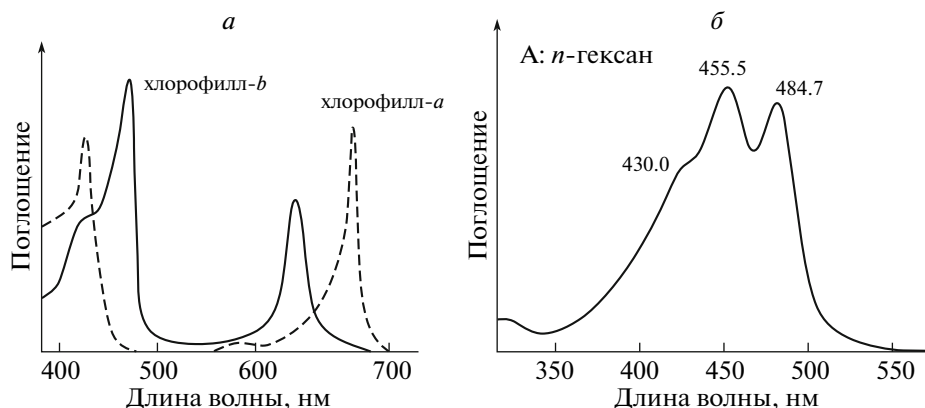


Рис. 2. Спектры поглощения: а – хл-а и хл-б; б – перидинина в стандартных растворах (Jeffrey et al., 1997).

лом цвет и идентичные/близкие по интенсивности и спектральному ходу значения  $R_{rsw}(\lambda)$ . Спектры в пикселах, не отвечающие этому критерию, рассматривались как статистическая база, характеризующая цветения иные, чем *L. chlorophorum*. В результате была создана база данных, состоящая из 6365 спектров  $R_{rsw}(\lambda)$ , из которых для тренировки сети и ее тестирования было соответственно 4240 и 2125 спектров  $R_{rsw}(\lambda)$ , из них 1688 (26.5%) полагались принадлежащими *L. chlorophorum* и 4677 – другим таксонам фитопланктона.

Тренировка сети осложнялась тем, что, судя по С-КС-данным, во многих случаях цветения фитопланктона не были монотаксонными и, наряду с *L. chlorophorum*, включали и цветения других водорослей, что, естественно, отражалось на спектральном составе регистрируемого  $R_{rsw}(\lambda)$ . Для преодоления этой сложности обучающая и тестирующая базы данных по  $R_{rsw}(\lambda)$  подвергались предварительной обработке, суть которой описана в следующем разделе.

#### ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Как отмечалось в разделе, посвященном общей характеристике *L. chlorophorum*, характерной/отличительной особенностью пигментной системы этого планктонного таксона является наличие перидинина, а в хлорофилльном комплексе, помимо хл-а, также и хл-б, спектры поглощения которых в растворах приведены на рис. 2а и б.

Учитывая, что центры спектральных каналов сканера MODIS/Aqua расположены при длинах волн 412, 443, 488, 531, 551 и 667 нм, следует ожидать, что в случае визирования области с преимущественным цветением *L. chlorophorum*, в спектре  $R_{rsw}(\lambda)$  на канале 3 (488 нм) должен наблюдаться локальный минимум умеренной глубины, обусловленный длинноволновым крылом полосы

поглощения хл-б (*in vivo*, ее максимум располагается при ~470 нм (Soohoo et al., 1986; Hoepffner, Sathyendranath, 1993)), а также длинноволновой полосой поглощения перидинина (~485 нм) (рис. 2). В случае, если в цветении в визируемом пикселе *L. chlorophorum* присутствует, но ее доля не является доминирующей, то, по-видимому, в спектре  $R_{rsw}(\lambda)$  на канале 3 можно ожидать, по крайней мере, отсутствие локального перегиба, при котором частная производная  $\partial R_{rsw}(\lambda)/\partial \lambda$  инвариантна, или ее значение не уменьшается при переходе через канал 3. Именно такие спектры  $R_{rsw}(\lambda)$  часто наблюдаются для Бискайского залива при цветении водорослей, не содержащих хл-б.

Основываясь на этом предположении, все спектральные данные по  $R_{rsw}(\lambda)$  предварительно фильтровались с исключением пикселей, не удовлетворяющих указанному критерию. Это было сделано как для последующего обучения и тестирования НСА, так и алгоритма, основанного на нечеткой логике *k*-среднего. В последнем случае это было также оправдано, поскольку мы искусственно задавали разделение только на принадлежность двум классам: 1) *L. chlorophorum* и 2) не *L. chlorophorum*, – в то время как воды Бискайского залива в оптическом отношении отличаются весьма значительной сложностью и объективно разделение должно было бы производиться на большее число классов/кластеров.

Следует подчеркнуть, однако, что этот критерий –  $(R_{rsw,3} - R_{rsw,2})/(\lambda_3 - \lambda_2) < (R_{rsw,4} - R_{rsw,3})/(\lambda_4 - \lambda_3)$  – не является самодостаточным хотя бы потому, что такая локальная спектральная особенность присуща и таким водорослям, как *Chlorophyta* и *Euglenophyta*, пигментная система которых также содержит *chl-b* (Kirk, 1983). Правда, в случае Бискайского залива подобной неопределенности не возникает за отсутствием таких водорослей в его водах. Аналитическим достоинством обоих алгоритмов, основанных как на нейронно-

**Таблица 1.** Сравнение определений *in situ* по двум станциям с результатами идентификации водоросли *L. chlorophorum* двумя алгоритмами НСА и АКС

Станция	Дата	Концентрация <i>L. chlorophorum</i> (кл/мл), определенная <i>in situ</i>	Алгоритм	
			НСА	АКС
Уест-Лосколо	09.09.2002	7200	0	0
То же	24.09.2002	380000	1	1
»	07.06.2004	34000	1	1
»	19.09.2005	400000	1	1
»	03.10.2005	200000	1	1
»	07.11.2006	66000	0	0
»	29.05.2007	8600	0	0
»	12.06.2007	160000	1	1
»	24.07.2007	900000	1	1
Ле-Крузик	09.07.2007	7450000	1	0
То же	06.08.2007	28800	1	1
»	15.07.2008	6200	0	1

Примечание. 1 и 0 обозначают, что водоросль идентифицирована и не идентифицирована соответственно.

сетевом методе, так и нечеткой логике  $k$ -среднего, является то обстоятельство, что, в дополнение к указанному критерию, они оперируют со всеми спектральными особенностями  $R_{rsw}(\lambda)$ , регистрируемыми в имеющихся каналах дистанционного датчика, чем и обеспечивается эффективность их работы.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ АЛГОРИТМОВ К СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ: ВНУТРИГОДОВАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЦВЕТЕНИЯ *L. CHLOROPHORUM*

##### “Точечные” идентификации

В табл. 1 приведены результаты сравнения дистанционной идентификации *L. chlorophorum* с данными *in situ* на станциях Уест-Лосколо и ЛеКрузик с применением НСА и АКС. Как видно, во всех случаях высоких концентраций клеток *L. chlorophorum* оба алгоритма безошибочно идентифицируют присутствие этого таксона. В случаях, когда концентрация этой водоросли невысока или относительно невысока (и *L. chlorophorum*, по-видимому, является маргинальной по оптическому влиянию водорослью в фитопланктонном комплексе), точность идентификации снижается, что естественно объяснить подавлением спектральных сигнатур *L. chlorophorum* сигнатурами таксонов-доминантов в анализируемом спектре  $R_{rsw}(\lambda)$ .

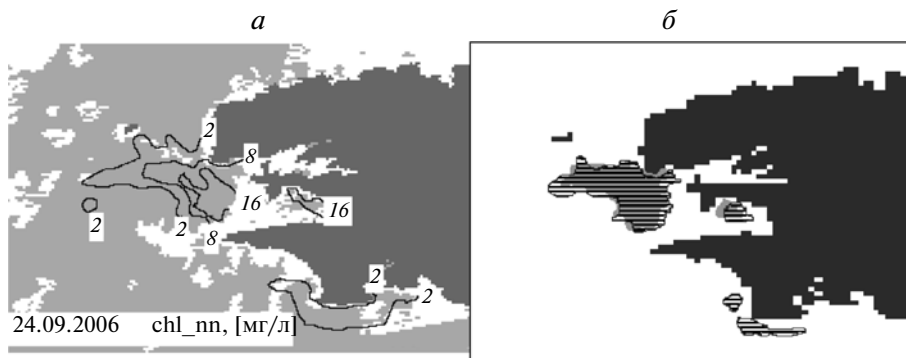
Таким образом, можно ожидать, что в случае, когда *L. chlorophorum* оказывается доминантной водорослью в области цветения, оба алгоритма — НСА и АКС — должны с большой долей вероят-

ности идентифицировать этот таксон и аналогичным образом оконтуривать область цветения. Это предположение полностью подтвердилось в ходе дальнейших исследований.

##### Площадные идентификации

Разработанные НСА и АКС были применены к обработке изображений MODIS/Aqua для ряда районов западного атлантического побережья Франции на моменты, или месяцы, когда сообщалось о факте цветения *L. chlorophorum* (Gohin, 2009). В качестве примера на рис. 3 приведены результаты идентификации и оконтуривания цветения *L. chlorophorum* в море Д’Ируаз (ориентир — г. Брест на рис. 1). Выбор района и времени (сентябрь 2006 г.) был продиктован сообщениями в прессе о мощном цветении этой водоросли (“Le Télégramme”, 28 September 2006; в статье Stepane Jézéquel “Mer d’Iroise/ Elle vire ou vert!” (Море Д’Ируаз. Оно становится зеленым!). Применение ранее разработанного нами алгоритма восстановления концентрации хл-*a* (Morozov et al., 2010) выявляет довольно сложную картину пространственного распределения фитопланктона на 24.09.2006 в море Д’Ируаз (рис. 3а). Включение НСА и АКС для обработки этого изображения однозначно выявляет (рис. 3б) наличие довольно обширной области цветения *L. chlorophorum*, о котором сообщалось в прессе.

Рамки настоящей публикации не позволяют проиллюстрировать другие примеры применения НСА и АКС. Можно лишь отметить, что нами были выявлены и цветения в некоторых районах за пределами Бискайского залива, например, в авгу-



**Рис. 3.** Результаты обработки данных MODIS/Aqua: *a* – пространственное распределение хл-*a*; *b* – область цветения *L. chlorophorum* в море Д’Ируаз на 26.10.2006 г., выделенная с применением НСА (черная штриховка) и АКС (темно-серая область).

сте 2009 г. в районе дельты р. Сены, которые получили подтверждения в устных сообщениях (Gohin, 2009).

В свете полученных результатов и в отсутствии данных *in situ* о действительных границах цветения исследуемой водоросли представляется целесообразным производить усреднение контуров цветения, определенных обоими алгоритмами. Можно надеется, что такой конечный результат будет более адекватен реальному пространственному распределению цветения *L. chlorophorum*.

*Ретроспективный анализ частотности и пространственной протяженности цветений L. chlorophorum в период с 2002 по 2009 г.*

Нами были проанализированы результаты применения разработанных алгоритмов к данным MODIS/Aqua в период 2002–2009 гг. к району исследования. В результате было выявлено семь районов, в которых идентифицировалась *L. chlorophorum* (табл. 2). За исключением моря Д’Ируаз и южной части пролива Дерут (рис. 1), остальные области оказались приуроченными к дельтам рек

и прилегающим к ним районам. Условно эти районы названы по впадающим в них рекам.

Как следует из табл. 2, в двух районах (пролив Дерут и море Д’Ируаз, в которые не поступают речные воды) цветение *L. chlorophorum* происходило преимущественно в последние годы. Спутниковые данные свидетельствуют о наличии двух отчетливых периодов – весеннего и летне-осеннего – с продолжительностью не более месяца. При этом наиболее значительные площади наблюдались в летне-осенний период. В областях-реципиентах речных вод, исследуемое явление наблюдается ежегодно, при этом период цветения практически непрерывен в среднем с апреля-мая по сентябрь–октябрь (см. также табл. 1). Здесь наблюдается очень сложная динамика размеров площади развития *L. chlorophorum* с незначительными пиками в указанный период. Примечательно, что размеры цветения вдоль побережья Бискайского залива сокращаются с севера к югу. Это особенно проявляется в районе р. Адур. Однако и для этого района, начиная с 2008 г., наблюдается явная динамика в сторону расширения области цветения этой водоросли и увеличения периода ее раз-

**Таблица 2.** Выявленные по спутниковым данным районы и годы развития *L. chlorophorum* вдоль западного побережья Франции, представленного на рис. 1

Район	Год							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
р. Сена	++	++	++	++	++	++	++	++
пролив Дерут	–	++	–	–	–	+	+	+
море Д’Ируаз	–	–	–	–	++	++	++	–
р. Луара	+	+	+	+	+	+	+	+
р. Шаранта	++	+	+	++	+	++	++	++
р. Жиронда	+	+	+	+	+	+	+	+
р. Адур	–	+	+	+	+	+	++	++

Примечание. + и – означают наличие или отсутствие развития популяции исследуемой водоросли соответственно; ++ – обширное цветение.

вития. Анализ совокупности полученных рядов позволяет говорить об общем постепенном усилении исследуемого явления к 2007–2009 гг. Следует при этом оговориться, что речь идет лишь о расширении с годами площади развития этой водоросли в каждом из исследованных районов, но не интенсивности цветения, поскольку разработанные нами алгоритмы предназначены исключительно для идентификации и оконтуривания *L. chlorophorum*, а не для определения ее концентрации. Тот факт, что наличие этого динофлагеллята определяется нами ежегодно в областях-реципиентах речных вод и в течение практически всего вегетационного периода, свидетельствует лишь, что *L. chlorophorum* входит в состав фитопланктонного комплекса в этом морском регионе и не более того. Косвенно неперемное присутствие этого таксона в фитокомплексе Бискайского залива подтверждается и литературными данными: при практически круглогодичном доминировании диатомовых также неизменно определяются и динофлагелляты (без указания конкретных таксонов); их концентрации, существенно варьируя в течение года, наиболее значительны с мая по сентябрь (Gohin et al., 2003; Lavender et al., 2008).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, можно констатировать, что разработанные нами алгоритмы идентификации и оконтуривания областей цветения *L. chlorophorum* продемонстрировали свою эффективность в условиях Атлантического побережья Франции — Бискайского залива и далее на север вплоть до дельты р. Сены. Поскольку оба алгоритма, НСА и АКС, основаны на отыскании в спектре дистанционно регистрируемого сигнала ( $R_{rsw}$ ) сигнатур, специфически характерных для этой конкретной водоросли, можно ожидать, что разработанный подход может быть применен и для других водных объектов, в которых возникают массовые цветения *L. chlorophorum*. Поскольку оба алгоритма обеспечивают весьма близкие результаты, появляется возможность применения ансамблевого подхода к обработке данных MODIS/Aqua с целью повышения надежности идентификации и оконтуривания областей цветения *L. chlorophorum*.

Проведенный нами ретроспективный анализ спутниковых данных свидетельствует об определенном нарастании частотности возникновения и размеров площади цветения этой водоросли. Об устойчивости этой тенденции можно будет говорить более уверенно с дальнейшим продолжением временного ряда спутниковых наблюдений.

В заключение выражаем свою благодарность сотрудникам IFREMER в лице д-ра Франсиса Гоина (Francis Gohin) за предоставленные данные

*in situ* и сообщения во французской прессе, касающиеся цветений *L. chlorophorum*.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Олдендерфер М.С., Блэшфилд Р.К. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Под. ред. И.С. Енюкова. М.: Финансы и статистика, 1989. 215 с.
- Петрушко И.М., Кузнецов Л.А., Прохоренко В.И., Сафонов В.Ф. Курс высшей математики: Интегральное исчисление. Функции нескольких переменных. Дифференциальные уравнения. М.: МЭИ, 2002. 340 с.
- Штовба С.Д. Введение в теорию нечетких множеств и нечеткую логику. (<http://matlab.exponenta.ru/fuzzylogic/book1/12.php>).
- Babin M., Roesler C.S, Cullen J.J. Real-time coastal observing systems for marine ecosystem dynamics and harmful algal blooms: Theory, instrumentation and modelling // Oceanographic Methodology series. Paris: UNESCO Publishing, 2008. 807 p.
- Bracher A., Vountas M., Dinter T.J., Burrows P., Ottgers R.R. Peeken I. Quantitative observation of cyanobacteria and diatoms from space using PhytoDOAS on SCIAMACHY data // Biogeosciences. 2009. V. 6. P. 751–764.
- Claquin P., Probert I., Lefebvre S., Veron B. Effects of temperature on photosynthetic parameters and TEP production in eight species of marine microalgae // Aquatic Microbial Ecology. 2008. V. 5. P. 1–11. doi: 10.3354/ame01187.
- Cracknell A.P., Newcombe S.K., Black A.F., Kirby N.F. The ABDMAP (Algal Bloom Detection, Monitoring and Prediction) concerted action // Int. J. Rem. Sens. 2001. V. 22. P. 205–247.
- Dembele D., Kastner, P. Fuzzy c-means method for clustering microarray data // Bioinformatics. 2003. V. 19. P. 973–980.
- Elbrächter M., Schnepf E. Gymnodinium chlorophorum, a new, green bloom forming dinoflagellate (Gymnodiniales, Dinophyceae) with avestigial prasinophyte endosymbiont // Phycologia. 1996. V. 35. P. 381–393.
- Elbrachter M. Exotic flagellates of coastal North Sea waters // Helgoland Marine Res. 1998. V. 52. № 3–4. P. 235–242.
- Gohin F., Lampert L., Guillaud J-P., Herbland A., Nezan E. Satellite and in situ observations of a late winter phytoplankton bloom in the northern Bay of Biscay // Cont. Shelf Res. 2003. V. 23. № 11–13. P. 1117–1141.
- Gohin F. 2009. Personal communication.
- Hallegraeff G.M., Anderson D.M., Cembella A.D. Manual on Harmful Marine Microalgae // IOC Manuals and Guides. № 33. Paris: UNESCO Publ., 1995. 430 p.
- Hansen G., Botes L., De Sallas M. Ultrastructure and large subunit rDNA sequences of *Lepidodinium viride* reveal a close relationship to *Lepidodinium chlorophorum* comb. nov. (*Gymnodinium chlorophorum*) // Phycological Res. 2007. V. 55. № 1. P. 25–41.
- Haykin S. Neural Networks. A Comprehensive Foundation. New Jersey: Prentice Hall Publ., 1998. 1103 p.
- Hoepffner N., Sathyendranath S. Determination of the major groups of phytoplankton pigments from the absorption

- spectra of total particulate matter // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № C12. P. 22789–22803.
- Jerome J.H., Bukata R.P., Miller J.R. Remote sensing reflectance and its relationship to optical properties of natural water // *Int. J. Rem. Sens.* 1996. V. 17. № 1. P. 43–52.
- IOCCG. Why ocean colour? The societal benefits of ocean colour technology. Rep. Int. Ocean Colour Coordinating Group № 7 (IOCCG) / Eds. T. Platt, N. Hoepffner, V. Stuart, C.W. Brown. Dartmouth, Canada: IOCCG Publ., 2008. 141 p.
- Kirk J.T.O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. L.: Cambridge Press, 1983. 405 p.
- Korosov A.A., Pozdnyakov D.V., Folkestad A., Pettersson L.H., Sorensen K., Shuchman R. Semi-empirical algorithm for the retrieval of ecology-relevant water constituents in various aquatic environments // *Algorithms*. 2009. V. 2. P. 470–497. doi: 10.3390/a2010470.
- Kutser T. Passive optical remote sensing of cyanobacteria and other intense phytoplankton blooms in coastal and inland waters // *Int. J. Rem. Sens.* 2009. V. 30. № 17. P. 4401–4425.
- Lavender S.J., Raitsos D. E., Pradhan Y. Variations in the phytoplankton of the north-eastern Atlantic Ocean: from the Irish Sea to the Bay of Biscay. Remote sensing of the European Seas / Eds. V. Barale, M. Gade. Ispa: JRC Publ., 2008. P. 67–76.
- Morden C.W., Sherwood A.R. Continued evolutionary surprises among dinoflagellates // *PNAS*. 2002. V. 99. № 18. P. 11558–11560.
- Morozov E., Korosov A., Pozdnyakov D., Pettersson L., Sychev V. A new area-specific bio-optical algorithm for the Bay of Biscay and assessment of its potential for SeaWiFS and MODIS/Aqua data merging // *Int. J. Rem. Sens.* 2010. (submitted).
- Passow U. Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments // *Prog. Oceanogr.* 2002a. V. 55. P. 287–333.
- Passow U. Production of transparent exopolymer particles (TEP) by phyto- and bacterioplankton // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2002b. V. 236. P. 1–12.
- Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods / Eds. S.W. Jeffrey, R.F.C. Mantoura, S.W. Wright. Paris: UNESCO Publ., 1997. 615 p.
- Report of the ICES-IOC Working Group on Harmful Algal Bloom Dynamics. 17–20 March, 2003. Aberdeen, UK. Copenhagen: International Council of the Exploration of the Sea Publ., 2003. 37 p.
- Ross T.J. Fuzzy logic with engineering applications. N.Y.: McGraw-Hill Publ., 1995. 456 p.
- Silvey S.D. The Lagrangian Multiplier // *Ann. Math. Statist.* 1959. V. 30. № 2. P. 389–407.
- Soohee J.B., Kiefer D.A., Collins D.J., McDermid I.S. In vivo fluorescence excitation and absorption spectra of marine phytoplankton: I. Taxonomic characteristics and responses to photoadaptation // *J. Plankton Res.* 1986. V. 8. № 1. P. 197–214.
- Stumpf R.P., Culve, M.E., Tester P.A., Tomlinson M., Kirkpatrick G.J., Pederson B.A., Truby E., Ransibrahmanakul V., Soracco M. Monitoring *Karenia brevis* blooms in the Gulf of Mexico using satellite ocean colour imagery and other data // *Harmful Algae*. 2003. V. 2. P. 147–160.
- Takishita K., Kawachi M., Noel M-H., Matsumoto T., Kikizoe N., Watanabe M.M., Inouye I., Ishida K., Hashimoto T., Inagaki Y. Origins of plastids and glyceraldehydes-3-phosphate dehydrogenase genes in the green-colored dinoflagellate *Lepidodinium chlorophorum* // *Gene*. 2008. V. 410. № 1. P. 26–36.
- Weizman L., Goldberger J. Classification of hyperspectral remote-sensing images using discriminative linear projections // *Int. J. Rem. Sens.* 2009. V. 30. № 21. P. 5605–5617.
- Zibordi G., Berthon J-F., Melin F., D'Alimonte D., Kaitala S. Validation of satellite ocean color primary products at optically complex coastal sites: northern Adriatic, northern Baltic Proper and Gulf of Finland // *Rem. Sens. Environ.* 2009. V. 113. P. 2574–2591.
- Zimmermann H.-J. Fuzzy set theory and its application. Boston, Dordrecht, London: Kluwer Academic Publishers, 2001. 514 p.

## Automated Identification and Delineation of *Lepidodinium Chlorophorum* Blooms Using Scanning Instruments Data

E. A. Morozov<sup>1</sup>, O. B. Aniskina<sup>2</sup>, D. V. Pozdnyakov<sup>1</sup>, L. H. Pettersson<sup>3</sup>, V. I. Sychev, H. Grassl<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Scientific Foundation “Nansen International Environmental and Remote Sensing Center”, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway

<sup>4</sup>Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany

For identification and delineation of *Lepidodinium chlorophorum* blooms, two algorithms based on the neural network and fuzzy logic *k*-means techniques have been developed and successfully applied to MODIS/Aqua images over the western coastline of France. To increase the results reliability, these two algorithms can be employed conjointly as an ensemble tool. Both algorithms are area non-specific and applicable to other marine waters.

**Keywords:** MODIS, Bay of Biscay, neural network, harmful algal blooms, *Lepidodinium chlorophorum*

## ОТРАЖЕНИЕ ПОПИГАЙСКОЙ СТРУКТУРЫ В МАТЕРИАЛАХ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (ЯКУТИЯ)

© 2011 г. Н. Н. Говорова<sup>1\*</sup>, Д. Г. Загубный<sup>1</sup>, Н. И. Корчуганова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва

\*E-mail: govorova-67@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2009 г.

В данной статье на примере Попигаийской кольцевой структуры рассматриваются некоторые варианты компьютерной обработки данных дистанционного зондирования (ДЗ). В качестве исходного материала использовались космический снимок MODIS, цифровой рельеф GTOPO, а также речная сеть, минимумы и максимумы рельефа, схемы экспертного дешифрирования. Специальная обработка космического снимка позволила определить геологические границы, не выделяемые на исходном изображении. Концентрическое строение впадины и местонахождение максимально переплавленного материала были подчеркнуты преобразованием «направленная фильтрация». Обработка цифрового рельефа включала преобразования и фильтрации, позволившие выделить различные особенности рельефа, в том числе для объективного компьютерного расчета центра Попигаийской структуры использовались заложенные в программе Lineament алгоритмы для расчета центра радиально-концентрических структур. При всей субъективности, наиболее информативным исходным материалом для поиска кольцевых структур оказались схемы экспертного дешифрирования. Проведенная компьютерная обработка данных ДЗ позволяет считать ксеногенное происхождение Попигаийской структуры наиболее вероятным.

**Ключевые слова:** Попигаийская структура, дистанционное зондирование, цифровая модель рельефа, программа Lineament, компьютерная обработка, фильтрации, линеаментный анализ, база высотных отметок, кольцевые структуры, астроблема (метеоритный кратер)

### ВВЕДЕНИЕ

На Земле выявлено большое количество концентрических структур разного генезиса и размеров, при этом в значительной мере благодаря космическим снимкам (Буш, 1986; Кольцевые структуры континентов..., 1987). Особую категорию среди них образуют ксеногенные структуры, возникшие в результате падения на Землю астероидов и метеоритов и похожие на вулканические кратеры. Общие размеры метеоритного кратера и сложность его внутреннего строения определяются энергией соударения, а форма в плане зависит от угла встречи метеорита с Землей и геологического строения мишени (Мелош, 1994; Фельдман, 1999). При крутом падении метеорита, близком к вертикальному, образуется округлая форма кратеров. Чем меньше угол встречи при соударении, тем сильнее вытянут кратер по направлению падения (например, крупный кратер Рио-Кварто в Аргентине, возникший ~10000 лет назад, имеет длину 4.5 км, ширину 1.1 км при глубине 7–8 м). Округлая воронка кратера окружена цокольным валом, образованным задранными пластами горных пород мишени, которые перекрыты обломками пород, выброшенными взры-

вом и слагающими насыпной вал. С увеличением диаметра кратера меняется и его внутреннее строение. При диаметрах воронки больше ~3–4 км в ее центре образуется центральная горка, а при диаметрах более 14–15 км появляется центральное кольцевое поднятие. Внутри кратера находятся продукты взрыва (импактиты) (Масайтис, 1973).

До появления данных дистанционного зондирования (ДЗ) Земли был известен лишь один крупный метеоритный кратер – Аризонский в США – диаметром 1240 м и глубиной 170 м, возникший ~50000 лет назад в результате падения железно-никелевого метеорита. Сейчас на Земле известно более 200 астроблем (например, Садбери диаметром 200 км на Канадском щите – одна из древнейших и крупнейших на суше; Нордлингер–Рис в Германии на плато Швабский Альб диаметром 26 км, образованная 14.8 млн. лет назад на месте падения метеоритного тела диаметром ~2.5 км; Маникуаган в Канаде диаметром 120 км и возрастом ~210 млн. лет; астроблема Чиксулуб, недавно обнаруженная на п-ове Юкатан в Северной Америке, имеющая диаметр 300 км и возраст 65 млн. лет, и др.).

На метеоритные похожи *криптовзрывные* структуры, возникающие при специфическом вулканизме, связанном с природными химическими газовыми взрывами. Эти структуры выделяют в особую группу кольцевых структур, которые считаются закономерным членом формационного ряда: кимберлитовая формация—альнеит-кимберлит-карбонатитовая формация—формация взрывных структур (Взрывные кольцевые структуры..., 1985). При развитии близповерхностного газонасыщенного магматического очага в ходе резких неоднократных колебаний температур и давлений, катастрофически быстрого отделения огромного объема газов и их взрывного окисления может возникнуть вся гамма эффектов ударного метаморфизма. Эндогенное происхождение криптовулканических структур доказывается длительностью и сложностью процессов их образования, закономерной локализацией и присутствием пород с признаками ударного метаморфизма за пределами структур, аналогией с породами явно эндогенного происхождения (Взрывные кольцевые структуры..., 1985; Маракушев и др., 1993).

Поскольку криптовзрывные структуры имеют много сходных черт с метеоритными, возникает проблема их различия. Эта проблема связана и с определением генезиса Попигайской структуры.

Попигайская кольцевая структура (рис. 1) расположена на севере Сибирской платформы в бассейне среднего течения р. Попигай, правого притока р. Хатанги. Выявленная в 1946 г. Д.В. Кожвиным котловина округлой формы в разное время определялась как грабен, вулканотектоническая кальдера, эрозионная впадина, кратер оседания, наложенная синеклиза и пр. Впадина диаметром ~100 км и глубиной до 2.5 км выполнена специфическим комплексом расплавленных и раздробленных пород палеогенового возраста и четвертичными отложениями. Она имеет хорошо выраженный окраинный кольцевой вал и осложнена внутренним кольцевым поднятием, разделяющим центральную опущенную часть структуры и внешний кольцевой желоб. С севера и востока она обрамляется полого залегающими верхнепротерозойскими, кембрийскими, пермскими и юрско-меловыми карбонатными и терригенными отложениями, а с юга и юго-запада — интенсивно дислоцированными архейско-раннепротерозойскими кристаллическими образованиями фундамента (Геологическая карта Сибирской..., 2000). Структура четко маркируется отрицательным гравитационным полем концентрически зонального строения и отрицательным магнитным полем небольшой интенсивности. Ограничивающая Попигайскую депрессию кольцевая зона разломов имеет ширину от 200—300 м до 1.5—2 км и состоит из нескольких параллельных друг другу, иногда кулисно-расположенных, разломов. Их общий сбросовый характер устанавливается по

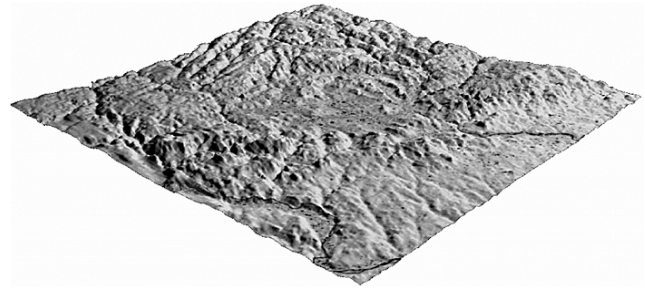


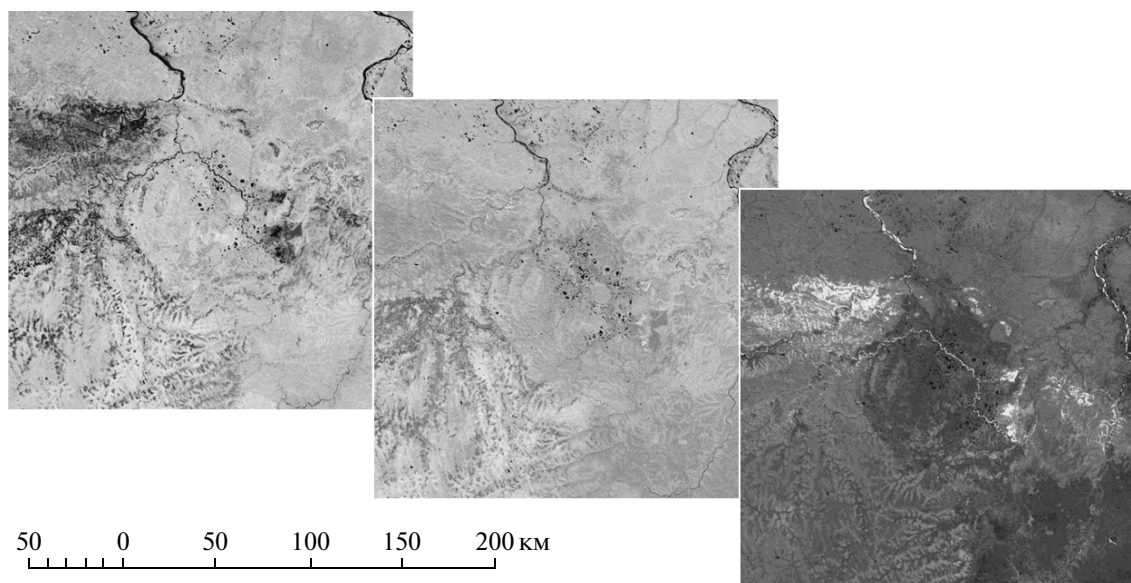
Рис. 1. Трехмерная модель Попигайской структуры, полученная при совмещении рельефа GTOPO30 со снимком MODIS.

геологическим и геофизическим данным. В 1970 г. В.Л. Масайтис и др. высказали точку зрения о том, что эта структура является метеоритным кратером (Масайтис и др., 1971; Масайтис и др., 1975). В ряде обнажений на поверхность выходят отложения, претерпевшие дробление и ударное плавление. Сейчас большинство исследователей также придерживаются мнения о метеоритном происхождении Попигайской структуры, образовавшейся в палеогене 35.7 млн. лет назад. Несмотря на кажущуюся очевидность ее метеоритного происхождения, гипотеза эндогенного происхождения Попигайской структуры активно поддерживается крупными учеными, такими как В.И. Ваганов, П.Н. Кропоткин, М.З. Глуховский, А.А. Маракушев (Взрывные кольцевые структуры..., 1985; Маракушев, Шахотько, 2001). Дополнительный интерес к структуре объясняется тем, что с ней связано крупнейшее в мире месторождение технических алмазов.

Попигайская структура открытая, хорошо геологически проявленная и может являться эталонной для дешифрирования структур кольцевого типа (рис. 1). В этой связи интересно оценить выраженность ее в материалах обработки данных ДЗ, проявляющих неявные особенности строения структуры. Рассмотрим некоторые типы преобразований на примере космического снимка MODIS и цифрового рельефа GTOPO и их реализацию в программе Lineament (Загубный, 2004а; Загубный, 2004б). В статье описываются преобразования и фильтрации, проводимые только в этой программе, и только те из них, которые дают дополнительные данные относительно исходных. Указывать детальные параметры преобразований нам представляется нецелесообразным.

## ОБРАБОТКА ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Специальная (тематическая) обработка космического снимка включала: гистограммные, цветовые и межканальные преобразования; различного рода фильтрации; классификации и пр., позволяю-



**Рис. 2.** Выраженность Попигайской структуры в каналах снимка MODIS (слева направо): канал 1 MODIS (красный: 0.620–0.670); канал 2 MODIS (ИК: 0.841–0.876); индекс NDVI, рассчитанный из каналов 1 и 2.

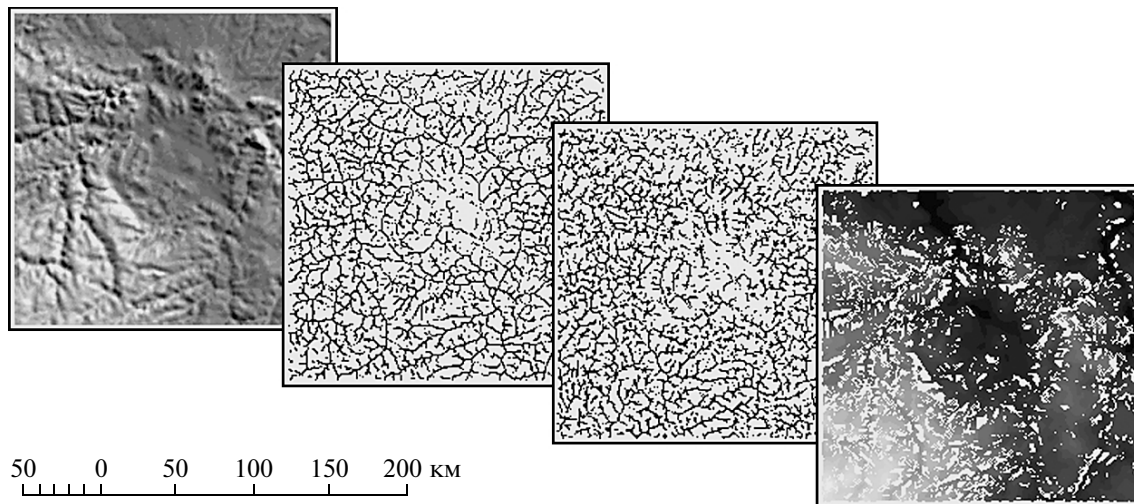
щие представить один или несколько компонентов изображения в более удобном для восприятия и использования виде.

При синтезе цветного изображения красному (R), зеленому (G) и синему (B) его каналам придаются значения различных каналов исходного снимка. По данным MODIS (пространственное разрешение 250 м) с использованием канала 1 (красный) и канала 2 (ближний ИК) возможно определение нормализованно-разностного вегетационного индекса (NDVI), рассчитываемого как отношение разности и суммы значений спектральных яркостей в красной и ближней ИК-зонах спектра. По геологическим данным, диаметр кратера Попигайской структуры оценивается в 100 км, а на снимках, особенно четко в индексе NDVI, проявилась лишь внутренняя часть кратера диаметром ~80 км, поросшая лесом. Это вполне закономерно, так как NDVI используется для детектирования растительности (рис. 2).

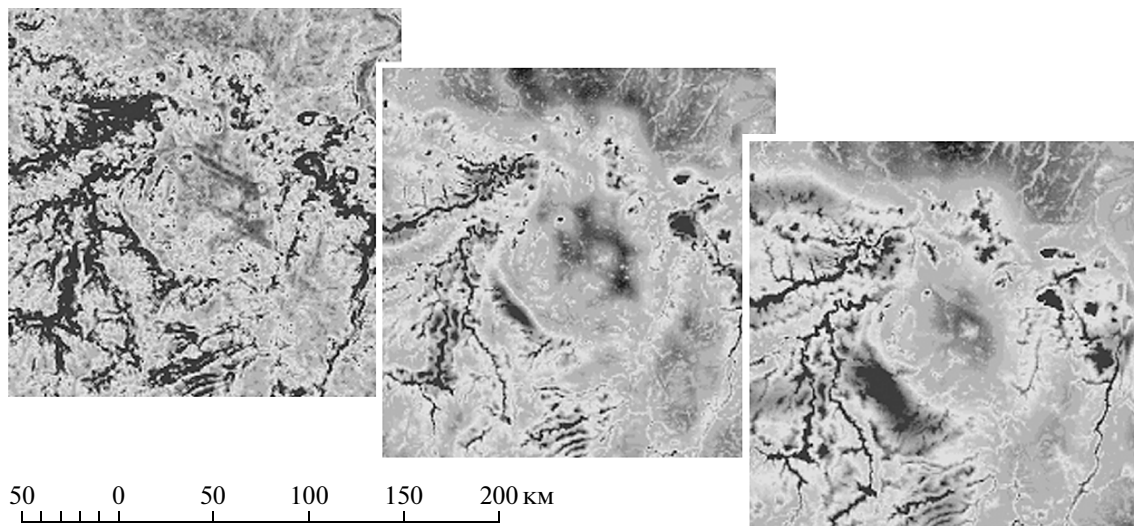
После синтеза изображение подвергалось дополнительным канальным и межканальным преобразованиям, использовались преобразования, заключающиеся в умножении и делении значений каналов. R-каналу при этом присваивалось значение  $R/B$ , G-каналу —  $G/R$ , а B-каналу —  $B/G$ . Преобразования подчеркнули некоторые геологические границы, например, границу между зювитами и тагамитами в западной части кратера, проявление которой на исходном снимке не очевидно. Количество подобных преобразований очень велико, и при их выполнении надо представлять, какие особенности строения необходимо подчеркнуть. В большинстве случаев предсказать заранее степень целесообразности того или

иного преобразования невозможно, и степень информативности приходится оценивать визуально. Преобразование направленной фильтрации, например, подчеркнуло концентрическое строение Попигайской структуры, проявив окружность, особенно четко выраженную в юго-западном секторе структуры. Это согласуется с предполагаемым направлением падения метеорита с северо-востока и нахождением там основных масс переплавленного материала. Надо заметить, что большую часть выделяемых структурных элементов и особенностей строения структуры можно увидеть и на исходном снимке, однако полученные преобразования помогли их выявить более четко или подчеркнуть.

Кроме космического снимка, обрабатывался цифровой рельеф. На район Попигайской структуры доступны только данные GTOPO30 и DTM. Миссия SRTM не захватывает высокие северные широты. Обработка цифрового рельефа включала преобразования и фильтрации, позволившие выделить различные особенности рельефа. При обработке сетки рельефа суть преобразований наиболее очевидна. При обработке сетки фильтрами, заложенными в подпрограмме “Выделение”, из всех значений оставались только те, которые удовлетворяли условиям допуска. При этой фильтрации анализировались только ближайшие точки. Новая полученная таким образом сетка нагляднее всего в виде раstra. На выполненных преобразованиях четко проявились изометричная котловина кратера, заполненная обломочными отложениями, и кольцевой вал по периферии кратера (рис. 3). Преобразование выравнивания показало отсутствие сколько-нибудь выраженного рельефа в основной аккумулятивной части



**Рис. 3.** Варианты обработки рельефа подпрограммами фильтрации (слева направо): диагональный фильтр, выделение минимумов, выделение максимумов, выделение плоскостей.



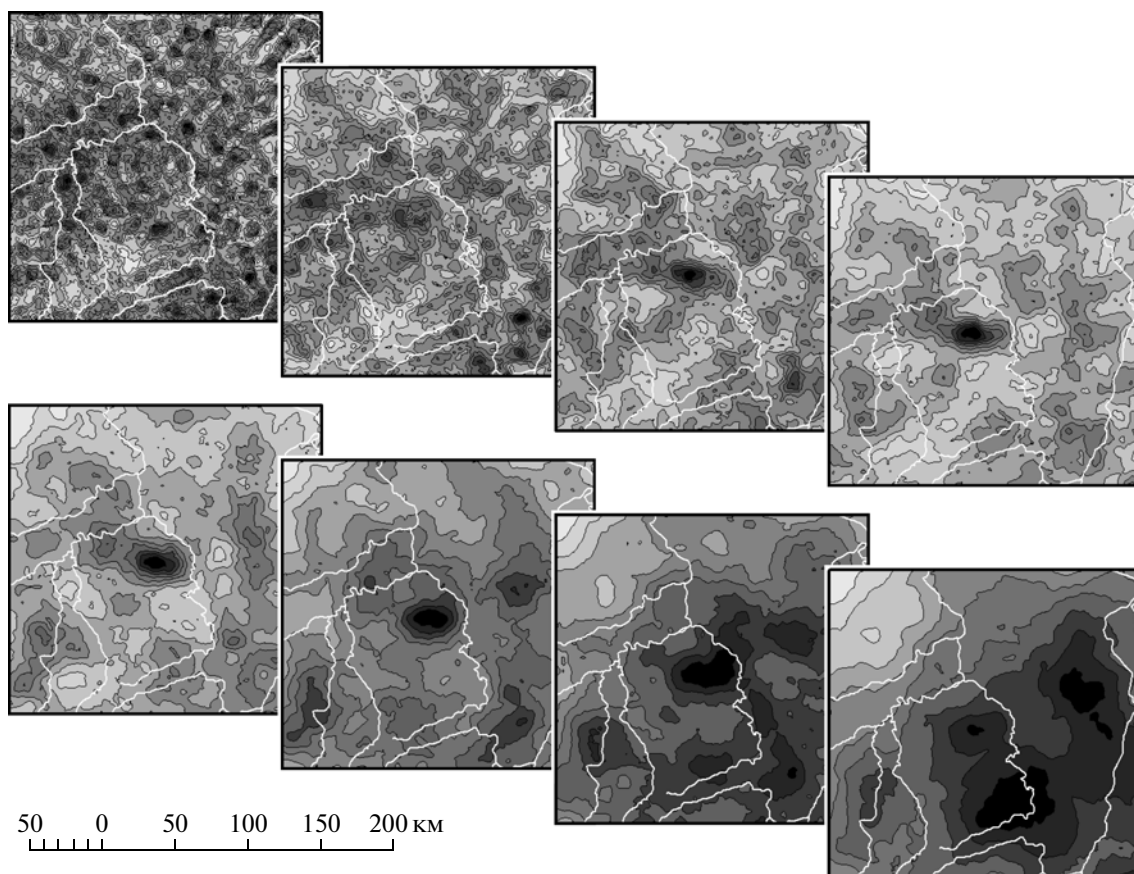
**Рис. 4.** Варианты обработки рельефа подпрограммой расчета градиента (слева направо увеличивается размер ячейки расчета градиента).

котловины, кроме участков, где обнажены переплавленные породы основания. На визуализированных преобразованиях градиента (рис. 4) четко проявилось характерное для ударных кратеров центральное поднятие и его края, маркированные зонами повышенного градиента. В юго-западной части кратера выделилась сильно расчлененная область, обусловленная, очевидно, наибольшим задиром пород мишени и выбросом в этом направлении значительного количества пород кратера, что согласуется с предполагаемым направлением падения метеорита.

При построении серии профилей по сетке с небольшим шагом были получены объемные модели рельефа. Использование подобных построе-

ний с разным соотношением вертикального и горизонтального масштаба дали дополнительную визуальную информацию. Разумеется, подобную визуализацию можно использовать не только для данных рельефа, но и для любых данных, переведенных в сетку.

Обработке также подверглись некоторые векторные данные — речная сеть, минимумы рельефа и схемы визуального дешифрирования космоснимка и рельефа. Для получения достоверных данных при расчете бралась векторная сеть большего размера, как минимум на радиус окна расчета со всех сторон от структуры. Рисунок речной сети подчеркивает контур изометричной структуры диаметром ~60–65 км. Для получения объективно-



**Рис. 5.** Поиск центров концентрических структур по схемам дешифрирования для структур диаметром (слева направо): верхний ряд – 20, 40, 60, 80 км; нижний ряд – 100, 150, 200, 300 км.

го компьютерного расчета центра Попигайской структуры использовались заложенные в программе Lineament несколько алгоритмов для расчета центра радиально-концентрических структур. По одному из алгоритмов допуск определялся углом между направлением линеамента и направлением на центр, в другом – диаметром области, через которую должен пройти луч, продолжающий линеамент. Первый алгоритм хорошо работает для периферийных частей структур, второй более корректен для центральных частей, где направления на центр не столь четко выражены. Из схем экспертного дешифрирования суммировались все длины линеаментов, направленные на центр (для радиальных) и перпендикулярные к направлению на центр (для концентрических структур). При поиске радиальных структур проявились области сгущения однонаправленных линеаментов, а при поиске концентрических – области, лежащие между этими зонами. При поиске центров радиальных структур в зависимости от выбранного диаметра окна расчета выделились основные зоны сгущения линеаментов различного ранга, но центр Попигайской структуры при этом практически не проявился, т.е. радиальные направления, неоднократно описанные в этой

структуре (Масайтис и др., 1971; Масайтис, 1973; Масайтис и др., 1975), не нашли четкого отражения в схемах дешифрирования. При расчете концентрических структур центр выделяется для диаметров от 60 до 150 км, наиболее четко – 80 км (рис. 5). При этом проявилась некоторая вытянутость в субширотном направлении в положении центра структуры. Результаты расчета поиска центров кольцевых структур по сети векторных данных, соответствующих “минимумам” (водотоки и понижения), полученным по цифровому рельефу, также выявили центр структуры диаметром 80 км, а также более крупной структуры диаметром ~120–130 км. При расчетах радиальных структур по “минимумам” рельефа центр Попигайской структуры начинает четко выделяться с диаметра 80 км, с небольшим смещением на восток относительно его положения на схемах дешифрирования, но там он проявляется при меньших диаметрах поиска, и также вытянут в восточном направлении. Вероятно, для структуры меньшего диаметра (порядка 60–80 км) центр расположен западнее, чем для структуры большего (порядка 100–120 км), что, возможно, связано с наклонным падением метеорита.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приходится констатировать, что наилучшими исходными материалами для поиска кольцевых структур пока остаются схемы экспертного дешифрирования. При всей субъективности таких данных они оказались наиболее информативными. Вероятно, можно получить интересные результаты при автоматизированном дешифрировании снимков, например программой ScanEx NeRIS (Scan Ex NeRIS), использующей адаптивные алгоритмы на основе искусственных нейронных сетей Кохонена (Добрынин, Савельев, 1999), однако такая работа пока не проводилась. Представляется целесообразной разработка специальной программы для дешифрирования снимков, рельефа и прочих полутоновых или векторных данных, нацеленной на специализированное геологическое дешифрирование.

Различные преобразования снимка MODIS, цифрового рельефа, речной сети и схем экспертного дешифрирования подчеркивают концентрическое строение Попигайской структуры, котловину кратера, центральное поднятие и область наибольшего расчленения на его юго-западной границе. Положение центра Попигайской структуры имеет наиболее четкую фиксацию для диаметров 80 и 100 км. Вытянутость и смещение центра структуры при различных расчетах может быть связано с наклонным падением метеорита. Проведенная компьютерная обработка дистанционных материалов выявляет особенности структуры, характерные для метеоритных кратеров, и позволяет считать ксеногенное происхождение Попигайской структуры наиболее вероятным.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буш В.А. Проблема кольцевых структур Земли // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1986. Т 22. 115 с.

Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.

Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 12 л.

Добрынин Д., Савельев А. Нейронные технологии для тематического дешифрирования ДДЗ // ГИС-обозрение. 1999. № 1. С. 12–14. <http://www.scanex.ru/>

Загубный Д.Г. Новая программа обработки векторных и растровых дистанционных материалов для ГИС // Исслед. Земли из космоса. 2004а. № 5. С. 21–27.

Загубный Д.Г. Способы обработки цифрового рельефа программой "Lineament" // Исслед. Земли из космоса. 2004б. № 6. С. 30–58.

Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 326 с.

Маракушев А.А., Шахотько Л.И. Стадии формирования и природа Попигайской алмазоносной кольцевой структуры // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 366–369.

Маракушев А.А., Богатырев О.С., Панях Н.А., Феногенов А.Н., Федосова С.П. Длительность формирования кольцевых структур как главный аргумент их эндогенной природы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 4. С. 3–16.

Масайтис В.Л. Геологические последствия падения кратерообразующих метеоритов. Л.: Недра, 1973. 18 с.

Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайская котловина – взрывной метеоритный кратер // ДАН СССР. 1971. Т. 197. № 6. С. 1390–1393.

Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975. 124 с.

Мелош Г. Образование ударных кратеров: Геологический процесс. М.: Мир, 1994. 336 с.

Фельдман В.И. Астроблемы – звездные раны Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 67–74.

ScanEx NeRIS – <http://www.scanex.ru/ru/software/default.asp>

## Popigay Ring Structure Using Remote Sensing Data Processing

N. N. Govorova<sup>1</sup>, D. G. Zagubny<sup>1</sup>, N. I. Korchuganova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

<sup>2</sup>Russian State Geological University of S. Ordzhonikidze, Moscow

In this article an example Popigay ring structure are considered some options for computer processing remote sensing data. As the raw material used space shot MODIS, digital terrain GTOPO, as well as the river network, minimum and maximum relief scheme expert interpretation. Special processing of satellite imagery included: histogram analysis, various kinds of filtering, classification, etc. In this case inter-channel transformation showed some geological boundary, which in the original photo were not so obvious. Concentric building trenches and the location of possible remelted material was stressed conversion «aimed filtering». The processing of digital elevation included the conversion and filtering, will allow the different characteristics of topography, including, for the objective of computer calculation center Popigayskoy structure used enshrined in the Lineament algorithms to calculate the center of radial concentric structures. In all subjectivity, the most informative source material to find the ring structures have proven expertise decoding schemes. A computer processing of remote sensing data makes the xenogeneic origin Popigay structure most likely.

**Keywords:** Popigay structure, remote sensing, satellite imagery, digital terrain model, program Lineament, computer processing, filtering, lineament analysis, digital elevation model, ring structures, astrobleme (meteor crater)

## АВТОМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД КОРРЕКЦИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ИЗОБРАЖЕНИЙ С ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ МЕТЕОСПУТНИКОВ СЕРИИ FENGYUN-2 С ПИКСЕЛЬНОЙ ТОЧНОСТЬЮ

© 2011 г. С. Н. Катаманов

Учреждение Российской академии наук Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток

E-mail: sergey@satellite.dvo.ru

Поступила в редакцию 10.02.2010 г.

В этой работе представлен автоматический метод коррекции географической привязки “полных” (сформированных в течение всего сеанса приема) изображений, получаемых с геостационарного спутника FengYun-2C в режиме S-VISSR2.0, с пиксельной точностью. Метод коррекции привязки разделен на два этапа: первичная и вторичная процедуры. Процедура первичной коррекции устраняет “основную” ошибку привязки с помощью определения истинного положения диска Земли на изображении. Процедура вторичной коррекции устраняет остаточные ошибки привязки по всему изображению посредством автоматического расчета невязок в реперных точках. В качестве параметров коррекции привязки используются углы стабилизации спутниковой платформы с радиометром (крен, тангаж, рысканье). Исследована возможность прогнозирования параметров коррекции привязки FengYun-2C/S-VISSR изображений с ранее привязанных изображений и обсуждаются результаты эффективности его применения. Представлены результаты апробации автоматического метода коррекции географической привязки на четырехмесячной серии (за 2008 г.) в Региональном спутниковом центре мониторинга окружающей среды ДВО РАН.

**Ключевые слова:** спутниковые FengYun-2C изображения, автоматический метод коррекции привязки, реперные точки, пиксельная точность, углы ориентации платформы спутника (крен, тангаж, рысканье), прогнозирование параметров привязки

### ВВЕДЕНИЕ

В январе 2005 г. Китайским метеорологическим агентством (China Meteorological Administration – CMA) был введен в эксплуатацию новый геостационарный метеорологический спутник FengYun-2C (FY-2C) взамен вышедшего из строя FengYun-2B. Высота орбиты спутника составляет 35800 км, его местоположение на орбите – 105° в.д. Он оборудован радиометром S-VISSR (Stretched-Visible and Infrared Spin Scan Radiometer), который сканирует в пяти спектральных диапазонах: видимый канал (0.55–0.90 мкм), ближний ИК-канал (3.5–4.0 мкм), канал водяного пара (6.5–7.0 мкм), первый ИК (10.3–11.3 мкм) и второй ИК (11.5–12.5 мкм) каналы. Данные со спутника FY-2C передаются в двух режимах – LRIT и S-VISSR2.0 (CMA, 2004). Для режима S-VISSR2.0 пространственное разрешение ИК-каналов равно 5 км, для видимого канала – 1.25 км в надире. Высокие характеристики изображений радиометра FY-2C/S-VISSR, получаемых в режиме S-VISSR2.0 (число градаций на пиксел изображения для ИК-каналов составляет 1024, а для видимого – 64), и частый прием изображений (48 сеансов за сутки) позволяют использовать его данные для различного рода задач мониторинга

окружающей среды. При решении многих задач спутникового мониторинга (таких, как оценка временной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО), построение карт морских течений, определение скорости передвижения облачных масс, локализация пожаров и т.д.) требуется пиксельная точность географической привязки спутниковых изображений.

Для географической привязки изображений FY-2C/S-VISSR в Региональном спутниковом центре мониторинга окружающей среды Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВО РАН) был использован алгоритм привязки, разработанный в Японском метеорологическом агентстве для данных, принятых в форматах S-VISSR и HiRID, с геостационарных спутников серии GMS и MTSAT-1R (Kigawa, 1991). Этот алгоритм включает в себя орбитальную модель движения спутника и геометрическую модель сканирования радиометром поверхности Земли. В качестве входных параметров для этой модели привязки используются данные Дос-сектора (Documentation sector), который включается при трансляции сигнала со спутника в каждый кадр потока данных (CMA, 2004). При применении этого алгоритма ошибка географической привязки изображений FY-2C/S-VISSR может достигать колоссальных размеров (300–

800 км), что недопустимо для многих задач спутникового мониторинга.

Стабилизация всех спутников серии FengYun-2, как и у первых спутников серии GOES, осуществляется вращением вокруг своей оси симметрии (dual-spin). При стабилизации типа “dual-spin” спутник имеет форму цилиндра, который вращается вокруг его продольной оси. Этот тип спутника состоит из двух частей – вращающейся, на которой установлены панели солнечных батарей, и стабилизированной (которая также является платформой для радиометра) – с установленными коммуникационными антеннами. Вращающаяся часть обеспечивает основную стабилизацию и может вращаться со скоростью до 100 об/мин. Стабилизированная часть вращается тоже, хотя намного медленнее – один оборот на виток (в сутки) – поддерживая антенны постоянно повернутыми к Земле и предотвращая вход спутника в плоское вращение (которое является естественной тенденцией). Положение спутниковой платформы с радиометром в пространстве определяется тремя углами: крен (*roll*), тангаж (*pitch*) и рысканье (*yaw*). Истинные значения величин этих углов неизвестны и в идеале должны быть нулевыми. Визуальный эффект ошибки привязки выражается в виде смещений вдоль столбца и строки изображения (для углов *roll* и *pitch* соответственно) и поворота относительно надира (подспутниковой точки) изображения (для угла *yaw*) эталонного берегового контура относительно контура, видимого на изображении (Катаманов, 2009). Также источником ошибок географической привязки изображений может служить неточность определения некоторых параметров положения спутника на орбите, в результате чего визуальный эффект ошибок привязки будет выражаться в виде смещения истинного надира на изображении.

Результаты работ китайских ученых (Xu et al., 2002; Zhang, Xu, 2005; Lu et al., 2008) подтверждают, что источником ошибки привязки изображений FY-2C/S-VISSR может служить неточность определения некоторых параметров положения спутника на орбите и ориентации в пространстве спутниковой платформы с радиометром. В работах (Xu et al., 2002; Lu et al., 2008) представлен сам метод автоматической привязки FY-2C/S-VISSR изображений, в котором коррекция ошибки привязки выполняется только по контуру диска Земли на изображении, т.е. вычисляется только смещение истинного надира изображения, в связи с чем остаточные ошибки привязки по всему изображению, вызванные углами положения спутниковой платформы с радиометром в пространстве, могут достигать несколько пикселей, что недопустимо для многих задач спутникового мониторинга (Катаманов, 2009; Катаманов, Десяткова, 2009). Также в работе (Lu et al., 2008) представлены результаты применения метода на небольшой

по объему серии изображений (за один месяц) и не приведены оценки остаточных ошибок привязки после проведения ее коррекции, что в итоге не позволяет оценить эффективность использования метода в условиях оперативной обработки спутниковых данных.

В связи с этим в Региональном спутниковом центре мониторинга окружающей среды ДВО РАН был разработан автоматический метод коррекции географической привязки “полных” FY-2C/S-VISSR изображений (полученных в течение всего сеанса приема) с пиксельной точностью (Катаманов, Десяткова, 2009). Метод коррекции привязки состоит из двух этапов: первичная и вторичная процедуры коррекции. Процедура первичной коррекции устраняет “основную” ошибку привязки, связанную со смещением истинного надира изображения, с помощью минимизации рассогласований между видимым и истинным расположением диска Земли на изображении. Процедура вторичной коррекции устраняет остаточные ошибки привязки по всему изображению посредством автоматического расчета невязок в реперных точках. Сама коррекция привязки осуществляется с помощью вычисления оптимальных значений углов стабилизации спутниковой платформы (*roll*, *pitch*, *yaw*) на основе параметров, полученных при проведении обеих процедур коррекции. Такой подход позволяет значительно уменьшить объем вычислений при автоматическом расчете реперных точек и достигать пиксельной точности привязки для каждого изображения при условии получения достаточной конфигурации реперных точек. В свою очередь, достижение пиксельной точности привязки изображений, для которых невозможно получение достаточной конфигурации реперных точек, выполняется проведением коррекции географической привязки на основании результатов работы с изображениями, сформированных ранее, т.е. используются соответствующие схемы прогнозирования параметров коррекции географической привязки.

В этой работе представлены автоматический метод коррекции географической привязки FY-2C/S-VISSR изображений и результаты его апробации на четырехмесячной серии (за 2008 г.). Рассматривается проблема рассогласования оптических осей датчиков видимого и ИК-каналов радиометра и предлагается ее решение. Представлены схемы прогноза параметров первичной и вторичной процедур коррекции привязки и обсуждаются результаты эффективности их применения.

#### ПРОЦЕДУРА ПЕРВИЧНОЙ КОРРЕКЦИИ ПРИВЯЗКИ FY-2C/S-VISSR ИЗОБРАЖЕНИЙ

Данная процедура вычисляет параметры смещения истинного надира на основе морфологического анализа границ диска Земли на изобрае-

жении. Для идентификации границ диска Земли используется изображение ИК-канала (первого или второго), а условием использования изображения является наличие полного диска Земли и отсутствие сбойных строк в кадре при приеме. Используя свойство бимодальности гистограммы значений данных ИК-канала (диск Земли и космос), выбирается значения порога для построения бинарной маски диска Земли на изображении. В качестве величины порога (*threshold*) задается значение ИК-данных, которое находится между двумя модами на гистограмме и которому соответствует наименьшее количество пикселей с таким значением на изображении. Далее выполняется построение бинарной маски диска Земли на изображении с помощью порогового критерия

$$\begin{cases} \text{if } (\text{pixel}(I, J) < \text{threshold}) \text{ then } IED(I, J) = 1, \\ \text{else } IED(I, J) = 0, \end{cases}$$

$$S(I', J') = \max_{I', J' \in [-MNE_1, +MNE_1]} \left\{ \left( \sum_{I, J}^{N_r, N_c} [IED(I, J) \cdot NED(I - I', J - J')] \right) / \sum_{I, J}^{N_r, N_c} IED(I, J) \right\}, \quad (1)$$

где  $N_r, N_c$  – количество строк и столбцов в масках;  $(I', J')$  – параметры смещения истинного надира изображения;  $MNE_1$  – максимальная ошибка географической привязки для процедуры первичной коррекции (вдоль столбца и строки равна 200 и 20 пикселям соответственно).

Проведенный анализ результатов вычисления параметров совмещения (1) показал, что максимум корреляционной функции  $S(I', J')$  всегда является выраженным в форме пика. На рис. 1 приведен график максимальных значений корреляционной функции в процентах относительно количества пикселей “актуальной” маски диска

Земли  $\left( \sum_{I, J}^{N_r, N_c} IED(I, J) \right)$  согласно формуле (1).

На графике видно, что все максимумы корреляционной функции (1) больше 96%. При этом значения максимумов корреляционной функции относительно количества пикселей эталонной мас-

ки диска Земли  $\left( \sum_{I, J}^{N_r, N_c} NED(I, J) \right)$  для всех случаев

больше 99.95%. Также визуальный анализ серии результатов (более 1000 шт.) совмещения бинарных масок диска Земли показал, что актуальная маска практически идентична эталонной маске. При этом ошибка совмещения масок лежит в пределах 1–2 пикселей ИК-изображения как по строке, так и по столбцу.

Далее выполняется первичная коррекция географической привязки FY-2C/S-VISSR изображений (каждого канала) на основе вычисления

где  $\text{pixel}(I, J)$  – значение пикселя с координатами  $((I, J)$  – строка и столбец) в ИК-изображении;  $IED(I, J)$  – “актуальная” маска диска Земли, где значение пикселя равно единице, если он принадлежит диску Земли, и значение пикселя равно нулю в противном случае.

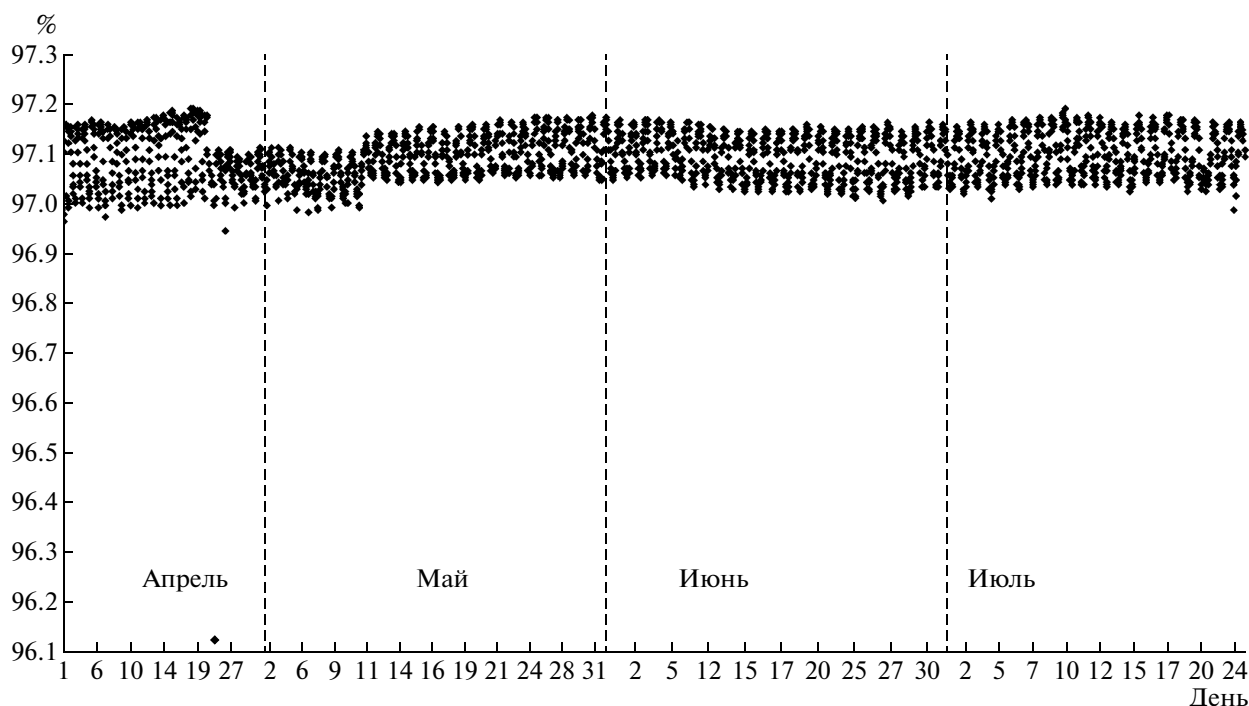
После этого выполняется построение бинарной маски диска Земли по модели географической привязки ( $NED(I, J)$ ), в результате чего мы имеем две бинарные маски для диска Земли, одна из которых была построена с помощью морфологического анализа границ изображения (“актуальная”), а вторая – по модели географической привязки (эталонная). Далее выполняется совмещение актуальной и эталонной масок диска Земли, для чего используется процедура поиска максимума корреляции бинарных сцен

углов положения спутниковой платформы с использованием рассчитанных по формуле (1) параметров положения истинного надира

$$\begin{cases} \text{roll}_0 = -(Ry_{\text{nadir}} \cdot I') / D_{\text{nadir}}, \\ \text{pitch}_0 = (Rx_{\text{nadir}} \cdot J') / D_{\text{nadir}}, \end{cases} \quad (2)$$

где  $\text{roll}_0$  и  $\text{pitch}_0$  – углы крена и тангажа соответственно;  $Ry_{\text{nadir}}$  и  $Rx_{\text{nadir}}$  – размер пикселя ИК-канала в надире по строке и столбцу соответственно (равен 5 км в обоих случаях);  $D_{\text{nadir}}$  – дистанция от спутника до подспутниковой точки Земли (в километрах), вычисляется по орбитальной модели движения спутника. Соотношения формулы (2) получены на основании следующих положений (математические выкладки в полном объеме приведен в работе (Lu et al., 2006)):  $\cos \alpha \cong 1$  и  $\sin \alpha \cong \alpha$  (ввиду малости значений углов стабилизации спутниковой платформы); в надире угол рысканья на привязку не влияет ( $yaw = 0$ ); тригонометрические соотношения для синуса и косинуса углов в прямоугольном треугольнике. Геометрический аспект и математические соотношения для поворота системы координат, которая связана с центром масс геостационарного спутника (FY-2C), относительно углов положения спутниковой платформы с радиометром (S-VISSR) подробно рассмотрен в работах (Lu et al., 2006; Lu et al., 2008).

Проведенный визуальный анализ совмещения видимого и эталонного береговых контуров на выборочной серии изображений (около 500 шт.) после проведения процедуры первичной коррекции показал, что остаточная ошибка привязки не превышает несколько пикселей по всему изобра-



**Рис. 1.** Максимальные значения корреляционной функции (в процентах относительно количества пикселей “актуальной” маски диска Земли), при которых были рассчитаны параметры истинного положения надира изображений (с апреля по июль 2008 г.) процедурой первичной коррекции.

жению (для ИК-каналов). В табл. 1 приведены значения статистических параметров, которые были вычислены по невязкам в реперных точках после исполнения процедуры первичной коррекции привязки (этапы *A* и *C*) для одного изображения (видимого и ИК-каналов). Используемый в табл. 1 термин RMS (Root Mean Square) – среднеквадратическая величина модулей невязок в реперных точках – является показателем ошибки привязки.

**ПРОЦЕДУРА ВТОРИЧНОЙ КОРРЕКЦИИ ПРИВЯЗКИ FY-2C/S-VISSR ИЗОБРАЖЕНИЙ**

Процедура вторичной коррекции устраняет остаточные ошибки привязки по всему изображе-

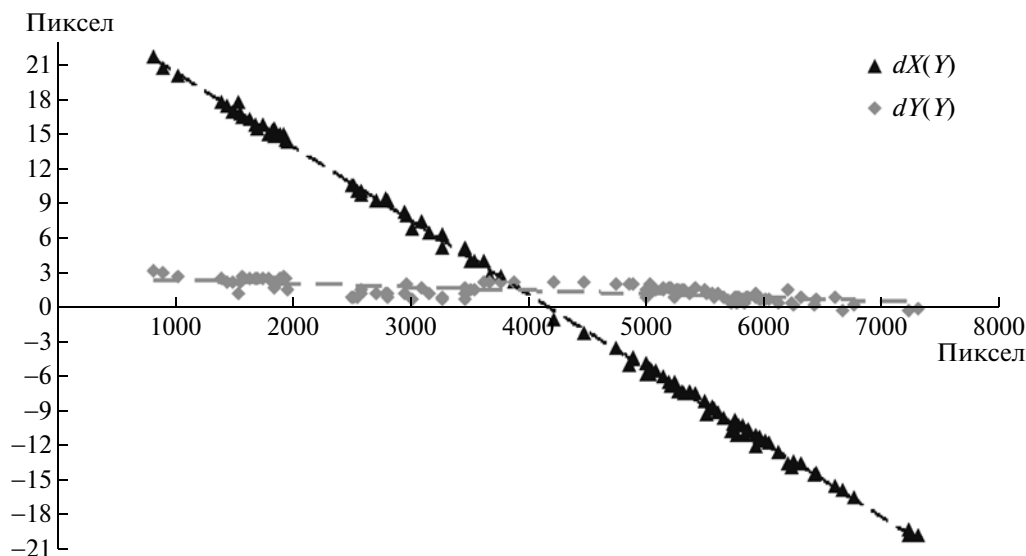
нию после проведения процедуры первичной коррекции и тем самым позволяет достигать пиксельной точности привязки по всему изображению, сформированному в течение всего сеанса приема. Это выполняется уточнением углов положения платформы спутника с радиометром (*roll, pitch u yaw*), поправки, к которым вычисляются на основе минимизации рассогласования между видимыми и истинными (рассчитываются автоматически) положениями реперных точек на изображении (Ground Control Points – GCPs).

Для расчета истинных координат реперных точек используется база участков эталонной маски суша/вода (лэндмаркеры) с характерными особенностями – наличием резких изменений в на-

**Таблица 1.** Значения параметров невязок в реперных точках, которые были автоматически рассчитаны по FY-2C/S-VISSR изображениям ИК- и видимого диапазона (4:01 UTC 5.05.2008 г.)

Этапы расчета	Количество GCPs	RMS невязки, Δx	Максимум модуля невязки, Δx	RMS невязки, Δy	Максимум модуля невязки, Δy	RMS модуля невязок	Максимум модуля невязок, Δr
<i>A</i>	24	3.27	5.25	0.83	1.5	3.37	5.46
<i>B</i>	24	0.33	0.58	0.54	0.75	0.58	0.82
<i>C</i>	108	11.5	21.75	1.64	3.25	11.61	21.97
<i>D</i>	108	0.42	0.75	0.52	0.96	0.67	1.22

Примечание. Для ИК-канала: *A* – после выполнения процедуры первичной коррекции и *B* – после исполнения процедуры вторичной коррекции привязки. Для видимого канала: *C* – после выполнения процедуры первичной коррекции и *D* – после исполнения процедуры вторичной коррекции привязки.



**Рис. 2.** График зависимости значений невязок в реперных точках (вдоль строки —  $dX(Y)$  и вдоль столбца —  $dY(Y)$ ) от номера скана изображения, автоматически рассчитанных для видимого канала FY-2C/S-VISSR изображения (4:01 UTC 5.05.2008 г.).

правлении береговой линии (острова, полуострова, заливы, мысы, озера, извилистые русла крупных рек и т.п.). Данная база лэндмаркеров была задана для всего географического региона, который попадает в обзор сенсора спутника (FY-2C/S-VISSR), с использованием маски суша/вода, созданной на основе цифровой географической контурной базы GSHHS (Wessel, Smith, 1996). Для изображений видимого и ИК-диапазонов используются отдельные базы — в связи с различным пространственным разрешением этих каналов. Отбор реперных участков исходного изображения, пригодных для расчета GCPs, выполняется после проведения процедуры грубой фильтрации облачности (Катаманов, 2009).

Процедура расчета параметров оптимального положения реперной точки основывается на алгоритме, который ранее был разработан и апробирован для автоматической привязки изображений AVHRR (ИСЗ серии POES NOAA) и VISSR (ИСЗ MTSAT-1R) (Алексанин, Катаманов, 2006; Катаманов, 2009). Одним из главных достоинств этого алгоритма является то, что его можно применять без какой-либо предварительной настройки для различного рода изображений (различные спектральные диапазоны, время суток, климатические условия и т.п.), и он показывает хорошие результаты применения даже при отказе от проведения процедуры фильтрации облачности. Алгоритм выполняет поиск оптимального совмещения пиксельного шаблона лэндмаркера маски суша/вода с реперным участком изображения на основе максимального рассогласования средних значений для суши и воды. После этого оценивается статистическая значимость результата для вычисленных параметров оптимального

положения реперного фрагмента изображения относительно маски суша/вода (в качестве основы данного критерия выступает проверка гипотезы о разделимости участков суши и воды). Далее по заданному пороговому значению для критерия статистической значимости выполняется отбор “хороших” реперных точек. Остаточная отбраковка “плохих” реперных точек производится при вычислении параметров коррекции привязки с помощью критерия  $2\sigma$  (Алексанин, Катаманов, 2006; Катаманов, 2009).

На рис. 2 представлен график зависимости невязок в реперных точках (вдоль строки и столбца) от номера скана изображения (что эквивалентно времени сканирования кадра изображения). Анализ данного графика показывает, что поведение углов платформы спутника FY-2C аналогично, как и у японского геостационарного спутника MTSAT-1R (Катаманов, 2009), т.е. значения углов (*roll*, *pitch*) меняются с линейной скоростью в течение полного сеанса формирования изображения радиометром; вклад угла рысканья в неточность привязки незначителен ( $yaw = 0$ ). Таким образом, значения параметров коррекции привязки могут быть вычислены с помощью линейных регрессий — зависимостей углов от времени сканирования кадра изображения (Катаманов, 2009; Катаманов, Десяткова, 2009), с учетом рассчитанных значений углов процедурой первичной коррекции

$$\begin{cases} roll = \alpha_1(t - t_n) + \alpha_0 + roll_0, \\ pitch = \beta_1(t - t_n) + \beta_0 + pitch_0, \end{cases} \quad (3)$$

где  $t$  — время сканирования кадра изображения;  $t_n$  — время сканирования кадра изображения, ко-

торый находится в надире;  $\alpha_i$  и  $\beta_i$  ( $i = \overline{0, 1}$ ) – оценки значений коэффициентов (нулевого и первого порядков) линейных регрессий;  $roll_0$  и  $pitch_0$  – значения углов крена и тангажа, которые были рассчитаны процедурой первичной коррекции привязки согласно формуле (2).

$$\begin{cases} \alpha_1 = \left\{ \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (Ry_i \cdot dY_i) / D_i \right) - N_{GCP} \cdot \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (t_i \cdot Ry_i \cdot dY_i) / D_i \right\} / \left\{ N_{GCP} \cdot \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (t_i)^2 - \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \right\}, \\ \alpha_0 = -\frac{1}{N_{GCP}} \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (Ry_i \cdot dY_i) / D_i + \alpha_1 \cdot \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right), \\ \beta_1 = \left\{ N_{GCP} \cdot \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (t_i \cdot Rx_i \cdot dX_i) / D_i - \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (Ry_i \cdot dX_i) / D_i \right) \right\} / \left\{ N_{GCP} \cdot \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (t_i)^2 - \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right) \right\}, \\ \beta_0 = \frac{1}{N_{GCP}} \left( \sum_{i=1}^{N_{GCP}} (Rx_i \cdot dX_i) / D_i - \beta_1 \sum_{i=1}^{N_{GCP}} t_i \right), \end{cases}$$

где  $t_i$  – время сканирования кадра изображения для  $i$ -GCP (относительно надира);  $(dX_i, dY_i)$  – значения невязок по столбцу и строке соответственно в  $i$ -GCP (в пикселях);  $Rx_i$  и  $Ry_i$  – размер пикселя по столбцу и строке соответственно (в километрах), который зависит от пространственного размещения  $i$ -GCP;  $D_i$  – дистанция от спутника до  $i$ -GCP (в километрах);  $N_{GCP}$  – число реперных точек, которые участвуют в вычислении параметров коррекции привязки.

Был проведен визуальный анализ выборочной серии (более 500 шт.) FY-2C/S-VISSR изображений видимого и ИК-каналов после исполнения процедуры вторичной коррекции географической привязки. Результаты анализа показали что, ошибка смещения видимого берегового контура на изображении относительно эталонного в пределах одного пикселя (см. рис. 3). Это также подтверждается значениями статистических параметров, вычисленных по остаточным невязкам в реперных точках (см. табл. 1, этапы *B* и *D* для изображений ИК- и видимого каналов соответственно).

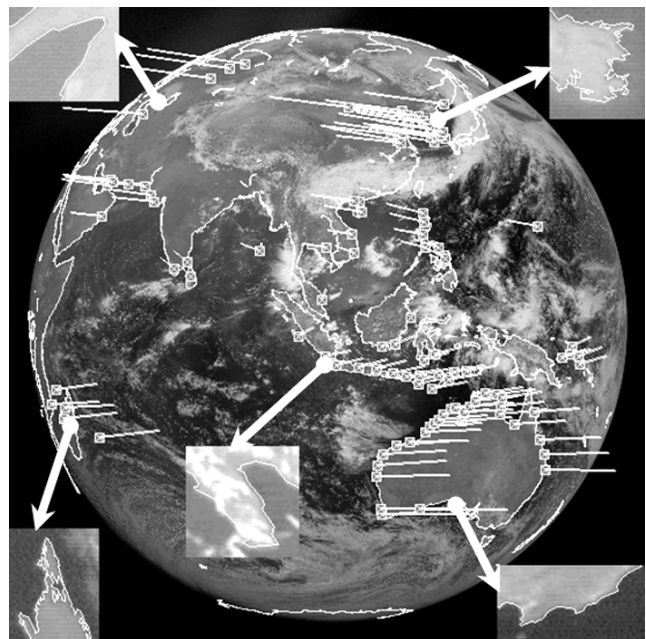
Результаты визуального и статистического анализа остаточных ошибок привязки изображений после исполнения процедур первичной и вторичной коррекции привязки подтверждают, что данный метод позволяет достигать пиксельной точности привязки “полных” FY-2C/S-VISSR изображений.

### РАССОГЛАСОВАНИЕ ОСЕЙ ДАТЧИКОВ РАДИОМЕТРА FENGYUN-2C/S-VISSR

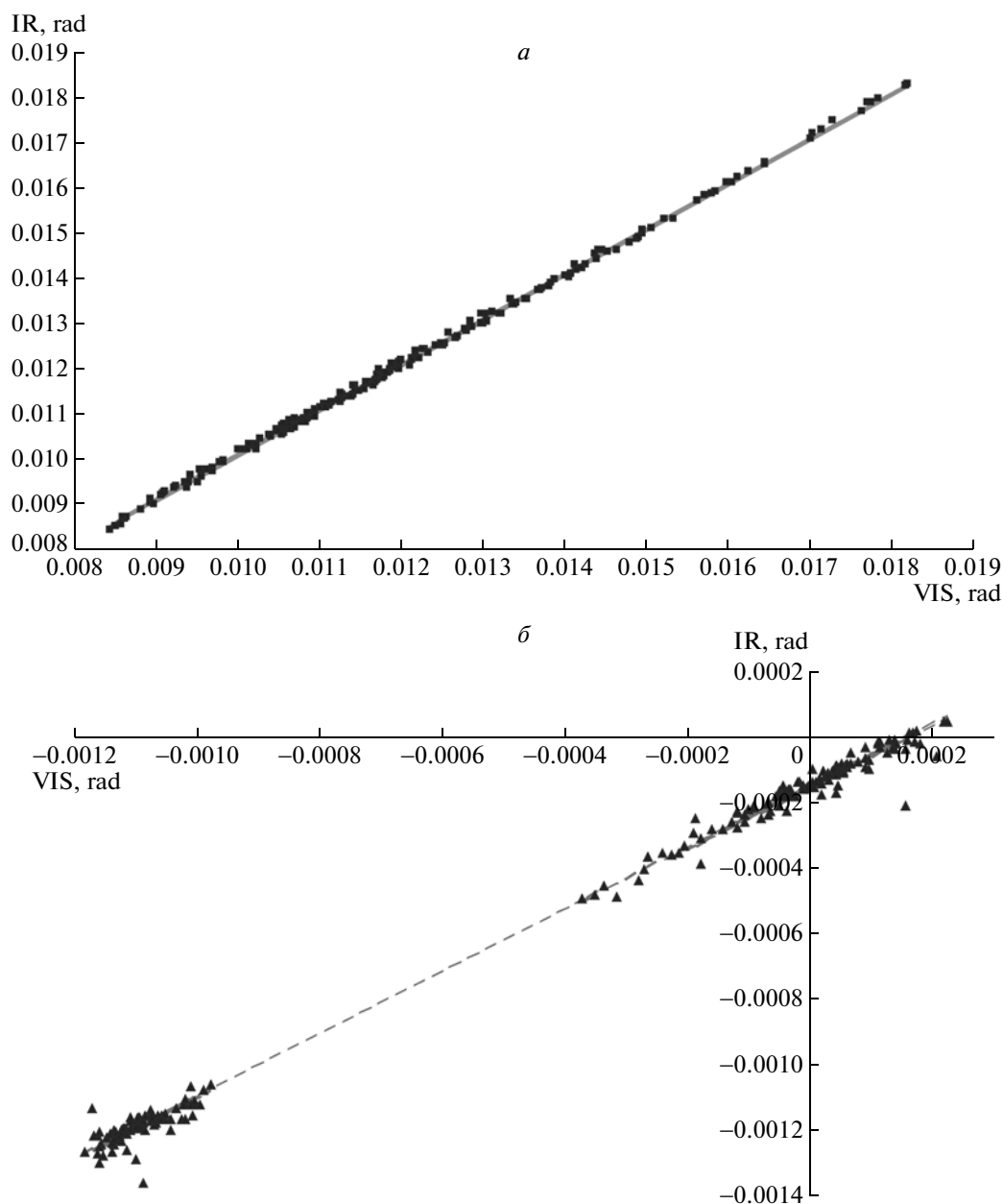
После проведенного анализа результатов коррекции привязки изображений, которая проводилась отдельно по видимому и ИК-каналам, вы-

Вычисление оценок коэффициентов  $\alpha_i$  и  $\beta_i$  ( $i = \overline{0, 1}$ ) выполняется согласно полученным значениям невязок в реперных точках (рассогласование между видимыми и истинными координатами на изображении) с помощью метода наименьших квадратов

яснилось, что радиометр FY-2C/S-VISSR имеет технический дефект – рассогласование оптических осей датчиков этих каналов (что также отмечено в работе (Zhang, Xu, 2005)). Эффект этого рассогласования выражается в том, что вычис-



**Рис. 3.** FY-2C/S-VISSR изображение видимого канала (4:01 UTC 5.05.2008 г.) с наложенным эталонным береговым контуром (помечен белым тоном) после проведения процедуры вторичной коррекции привязки. Показаны рассчитанные реперные точки с векторами смещений (помечены серым и белым тоном). Вынесены пять фрагментов изображения в увеличенном масштабе (2 : 1), где эталонный береговой контур помечен белым тоном.



**Рис. 4.** Зависимость значений (в радианах) углов *roll* (а) и *pitch* (б), вычисленных для ИК-каналов, от значений углов *roll* (а) и *pitch* (б), рассчитанных для видимого канала.

ленный набор параметров коррекции по изображению видимого канала нельзя использовать без преобразования для коррекции привязки изображений ИК-каналов, и наоборот. Поэтому для совместного использования наборов параметров коррекции разных каналов (видимого и ИК) необходима процедура пересчета одного набора в другой в соответствии с геометрическими характеристиками рассогласования оптических осей датчиков радиометра.

На рис. 4а и б представлены графики зависимостей между значениями углов крена и тангажа, вычисленных по видимому и ИК каналам. Анализ графиков, представленных на рис. 4а и б, показывает, что при пересчете значений углов крена и тангажа (от набора видимого канала к набору ИК-каналов, и наоборот) достаточно использовать линейные регрессии, т.е. решение данной проблемы можно выполнить аналогичным образом, как это было проделано для японского гео-

**Таблица 2.** Значения коэффициентов линейных регрессий для пересчетов углов *roll* и *pitch*, вычисленных для видимого канала в углы для ИК-каналов (и наоборот). Значения стандартных ошибок расчета для каждого коэффициента

Угол положения спутниковой платформы с радиометром, <i>angle</i>	Коэффициент линейной регрессии нулевого порядка, $\lambda_0$	Коэффициент линейной регрессии первого порядка, $\lambda_1$	Стандартная ошибка для коэффициента линейной регрессии, $\lambda_0$	Стандартная ошибка для коэффициента линейной регрессии, $\lambda_1$
Для вычисления набора параметров коррекции ИК-канала по набору видимого канала				
<i>roll</i> <sub>IR</sub>	0.0001097	0.9986379	0.0000276	0.0022259
<i>pitch</i> <sub>IR</sub>	-0.0001452	0.9528906	0.0000031	0.0043102
Для вычисления набора параметров коррекции видимого канала по набору ИК-канала				
<i>roll</i> <sub>VIS</sub>	-0.0000977	1.0003749	0.0000278	0.0022298
<i>pitch</i> <sub>VIS</sub>	0.0001498	1.0451829	0.0000037	0.0047276

стационарного спутника MTSAT-1R (Катаманов, 2009).

Таким образом, пересчет значений параметров коррекции для ИК каналов в зависимости от параметров для видимого канала (и наоборот) можно выполнять следующим образом:

$$\begin{cases} angle_{IR} = angle_{VIS} \lambda_1^{IR} + \lambda_0^{IR}, \\ angle_{VIS} = angle_{IR} \lambda_1^{VIS} + \lambda_0^{VIS}, \end{cases} \quad (4)$$

где *angle*<sub>IR</sub> и *angle*<sub>VIS</sub> – углы положения платформы спутника с радиометром (в нашем случае, *roll* и *pitch*) для ИК- и видимого датчиков; величины  $\lambda_j^{IR}$  и  $\lambda_j^{VIS}$  ( $j = 0, 1$ ) – коэффициенты линейных регрессий для пересчета набора параметров коррекции привязки из набора для ИК-каналов (IR) в углы коррекции привязки видимого канала (VIS) и наоборот.

Вычисление значений коэффициентов  $\lambda_j^k$  формулы (4) проводилось по апробированной методике, которая была использована при решении задачи согласования для осей датчиков радиометра MVISR (Алексанин и др., 2006), установленного на китайском полярно-орбитальном спутнике FengYun-1D, и для радиометра VISSR (Катаманов, 2009), установленного на японском геостационарном спутнике MTSAT-1R. В качестве набора входных данных было отобрано 150 изображений, сформированных в дневное время суток, для которых коррекция привязки была выполнена с пиксельной точностью (RMS остаточных невязок в реперных точках не более одного пиксела). Вычисление оценок значений коэффициентов  $\lambda_j^k$  выполнялась по методу наименьших квадратов, также была проведена проверка на неадекватность линейной модели (по критерию Фишера при уровне значимости 99%) и значимость коэффициентов линейной регрессии (при уровне значимости 99%). В табл. 2 представлены значения для коэффициентов  $\lambda_j^k$ , с помощью которых выполняется пересчет углов крена и тангажа согласно формуле (4).

Для некоторых задач спутникового мониторинга (расчет ветра, определение характеристик облачности, определение льда и т.п.) представляют интерес изображения видимого канала, полученные в утренние и вечерние часы. Для данного времени характерна небольшая высота солнца над горизонтом, в связи с чем большая часть диска Земли будет находиться в тени. В результате этого количество и пространственное расположение реперных точек на изображении видимого канала будет явно недостаточным для вычисления параметров коррекции привязки. Поэтому необходимо использовать параметры коррекции, вычисленные для ИК-каналов.

Для оценки точности результатов исполнения такой процедуры были проведены эксперименты для около 300 хорошо привязанных изображений (RMS модуля остаточных невязок в реперных точках не более 1.0 пиксела для ИК-каналов и 1.5 пиксела для видимого канала). Оценивались остаточные невязки в реперных точках изображений видимого канала после коррекции привязки с использованием набора параметров коррекции, вычисленных для изображений ИК-каналов, в результате чего до 50% изображений видимого канала привязывается с точностью до 2.0 пиксела и до 90% – с точностью до 3.0 пиксела. Таким образом, учитывая тот факт, что пространственное разрешение изображений ИК-каналов в 4 раза хуже, чем у изображений видимого канала, использование параметров привязки ИК-каналов решает указанную выше проблему.

### РЕЗУЛЬТАТЫ АПРОБАЦИИ МЕТОДА КОРРЕКЦИИ ПРИВЯЗКИ

Представленный метод автоматической коррекции привязки FY-2C/S-VISSR изображений прошел апробацию на серии изображений (около 4000 шт.) за 4 мес. 2008 г. (апрель–июль). На рис. 5а представлен график зависимости значений смещений вдоль столбца (вычисленных процедурой первичной коррекции, в пикселах ИК-изображе-

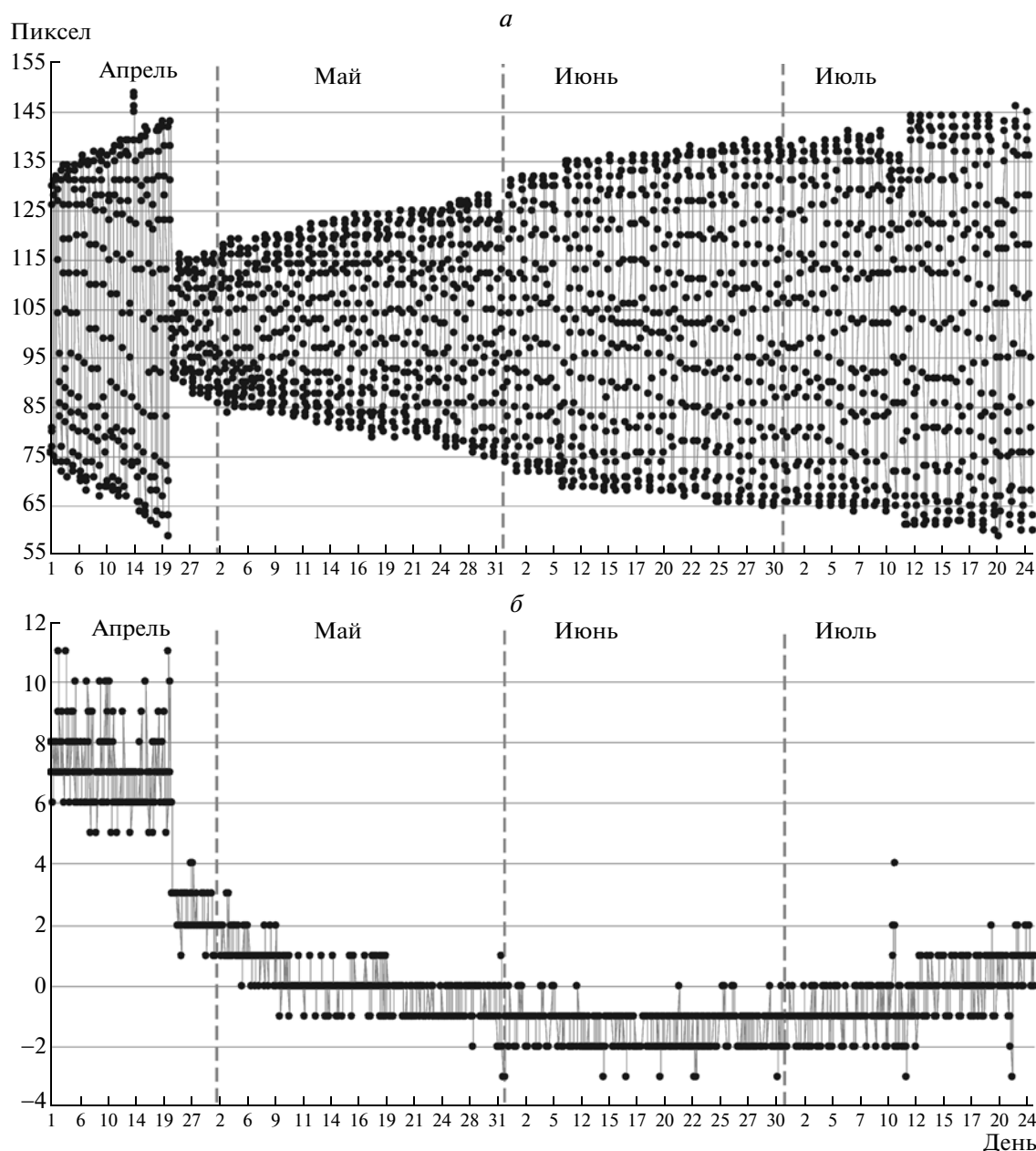


Рис. 5. Зависимость значений смещений вдоль столбца (а) и строки (б) от времени формирования изображения (день, месяц), вычисленных процедурой первичной коррекции привязки.

ний) от даты формирования изображения. Анализ представленного графика показывает, что ошибка привязки (смещение вдоль столбца изображения) подчиняется периодическому закону (интервал периода равен 24 ч). При этом наблюдается нарастание амплитуды смещений вдоль столбца. Аналогичные результаты были получены и в работах (Zhang, Xu, 2005; Lu et al., 2008). На рис. 5б представлен график зависимости значений смещений вдоль строки (вычисленных процедурой первичной коррекции, в пикселах ИК-изображений) от даты формирования изображения. На этом рисунке видно, что значения

ошибки вдоль строки постепенно, со временем, уходят в ноль и значительно не варьируются.

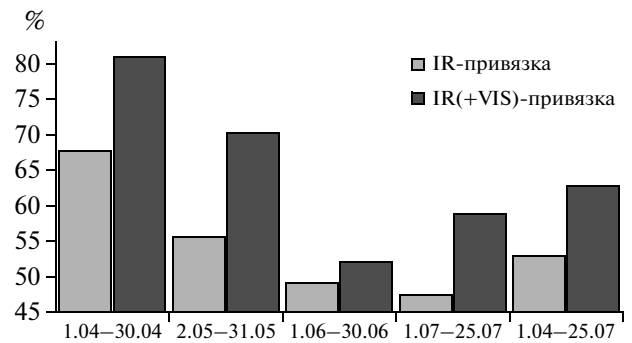
Анализ представленных графиков (на рис. 5а и б) показывает, что поведение ошибок привязки (вдоль столбца и строки) резко изменилось. Данное событие произошло между 21 и 25 апреля 2008 г. (с 22 по 24 апреля прием изображений со спутника FY-2С в центре не выполнялся по техническим причинам). Анализ значений орбитальных параметров положения спутника FY-2С на орбите (широта и долгота надир, высота спутника и т.п.) также свидетельствует о резком изменении пове-

дений величин этих орбитальных параметров в это же время. В результате единственным объяснением этого факта является то, что, по-видимому, в это время из центра управления полетов выполнялась коррекция положения спутника FY-2C на орбите или коррекция значений орбитальных параметров к номинальным величинам (т.е. минимизация накопившихся ошибок при расчете орбитальных параметров).

На рис. 6 приведена гистограмма количества (в процентах от общего числа) привязанных FY-2C/S-VISSR изображений ИК-каналов за каждый месяц после исполнения процедуры вторичной коррекции. Решение о правильности привязки “полного” изображения принималось по следующим критериям: количество реперных точек не менее 10, величина RMS модуля остаточных невязок в реперных точках не более 1.0 пиксела, “база по столбцу” не менее 0.1 и “база по строке” не менее 0.4. Параметры база по столбцу (база по строке) – это отношение максимальной разницы координат по столбцу (строке) GCPs на изображении к количеству пикселей в столбце (строке), т.е. они определяют пространственные характеристики размещения конфигурации GCPs на изображении. “База по столбцу” фактически не влияет на точность привязки изображения, так как точность расчета углов положения платформы (*roll*, *pitch*) по формулам (2, 3) фактически не зависит от величины этого параметра.

Результаты, приведенные на рис. 6, показывают, что наименьшее количество привязанных изображений ИК-каналов приходится на летние месяцы (аналогичный результат был получен и при привязке MTSAT-1R/VISSR изображений (Катаманов, 2009)). Это объясняется тем, что для данного времени года характерно более высокое содержание влажности в атмосфере (тайфуны, туманы и т.п.), в результате чего на изображениях меньше участков суша/вода открытых от облачности и значительно хуже контраст на границе суша/вода.

Результаты привязки FY-2C/S-VISSR изображений несколько хуже, чем аналогичные полученные результаты для MTSAT-1R/VISSR изображений (Катаманов, 2009). Данный факт вызван следующими факторами. В результате отсутствия данных ближнего ИК-канала (прием со спутника FY-2C в центре выполнялся на станцию, которая обеспечивала прием только в формате S-VISSR (CMA 2004)) число “правильных” реперных точек для ИК-изображений практически вдвое меньше, чем могло бы быть. Из-за невозможности исполнять фильтрацию облачности на изображениях перед расчетом GCPs (значения коэффициентов калибровочных таблиц для FY-2C/S-VISSR данных являются некорректными (Zhang, Xu, 2005)) количество “правильных” реперных точек также



**Рис. 6.** Количество привязанных ИК-изображений (в процентах от общего числа) с апреля по июль 2008 г. Гистограмма “IR-привязка” – это количество привязанных ИК-изображений только с помощью реперных точек (рассчитанных по ИК-изображениям). Гистограмма “IR(+VIS)-привязка” – это количество привязанных ИК-изображений с помощью реперных точек (рассчитанных по ИК-изображениям) и с помощью набора параметров коррекции, вычисленного для изображений видимого канала.

значительно уменьшилось как для ИК-каналов, так и для видимого канала. В свою очередь, данный факт является подтверждением исполнения с высокими показателями процедуры автоматического расчета реперных точек на изображениях даже при таких условиях.

#### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕДУРЫ ПЕРВИЧНОЙ КОРРЕКЦИИ

В тех случаях, когда выполнение метода коррекции не обеспечивает пиксельную точность привязки изображения, необходимо выполнять прогнозирование параметров коррекции привязки. Для спутника FY-2C было проведено исследование возможности прогнозирования параметров как первичной, так и вторичной процедур коррекции привязки. Прогноз для первичной коррекции является актуальным в тех случаях, когда изображение не содержит полный диск Земли или имеет пропущенные кадры (строки). Ниже представлены разработанные схемы прогнозирования для параметров первичной процедуры коррекции привязки и обсуждаются результаты апробации на четырехмесячной серии изображений.

Анализ представленного графика на рис. 5а показывает, что ошибка привязки (смещение вдоль столбца изображения) подчиняется периодическому закону (интервал периода равен 1 сут). При этом наблюдается постепенное нарастание амплитуды значений смещения вдоль столбца. Используя первый факт (т.е. без учета нарастания амплитуды колебания), можно использовать сле-

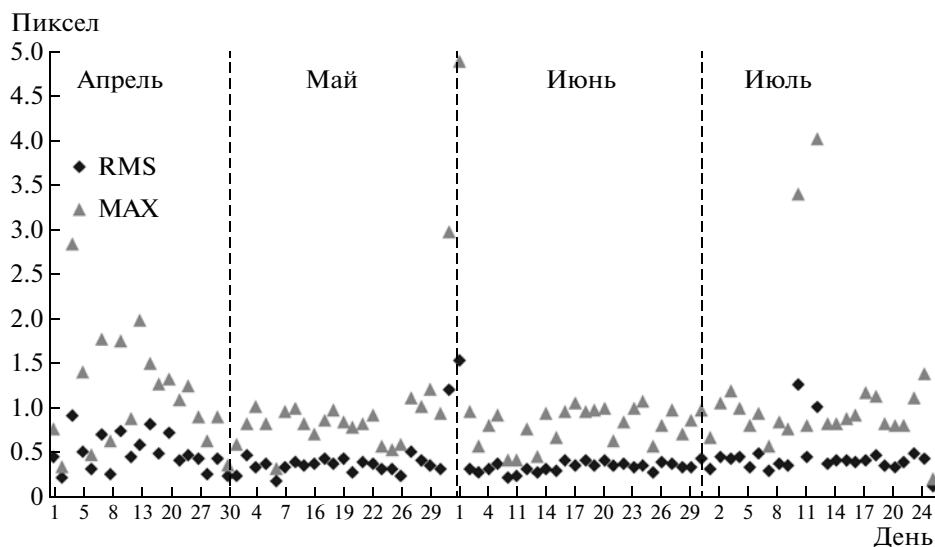


Рис. 7. Значения RMS и максимумов (MAX) остаточных ошибок при вычислении параметров ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ) формулы (5) с помощью метода минимизации для каждого дня (с 1 апреля по 25 июля 2008 г.).

дующую модель для расчета данной ошибки в течение суток:

$$dY_{24} = K_0 + K_1 \cdot \sin \frac{2\pi \cdot (h + K_2)}{24}, \quad (5)$$

где  $dY_{24}$  — функция тренда (прогнозируемый параметр смещения вдоль столбца);  $h$  — время формирования изображения (в часах);  $K_0$  — смещение синусоиды относительно нуля;  $K_1$  — постоянная составляющая амплитуды синусоиды;  $K_2$  — начальная фаза колебания. Индекс 24 указывает на выбранный нами период изменения функции тренда (24 ч).

По всей выборке FY-2C/S-VISSR изображений (с 1 апреля по 25 июня 2008 г.) для каждого дня были рассчитаны параметры ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ) формулы (5) с помощью метода минимизации (использовался “метод Nelder-Mead”). На рис. 7 представлены графики значений RMS и максимумов остаточных ошибок результатов вычисления данных параметров для каждого дня. Анализ графиков на рис. 7 показывает, что значения остаточных ошибок за сутки практически во всех случаях составляет для RMS не больше 1.0 пикселя, для максимума — не больше 1.5 пикселя. Таким образом, ошибка расчета смещения вдоль столбца по формуле (5) в течение суток является вполне удовлетворительной и лежит в пределах погрешности расчета для процедуры первичной коррекции привязки.

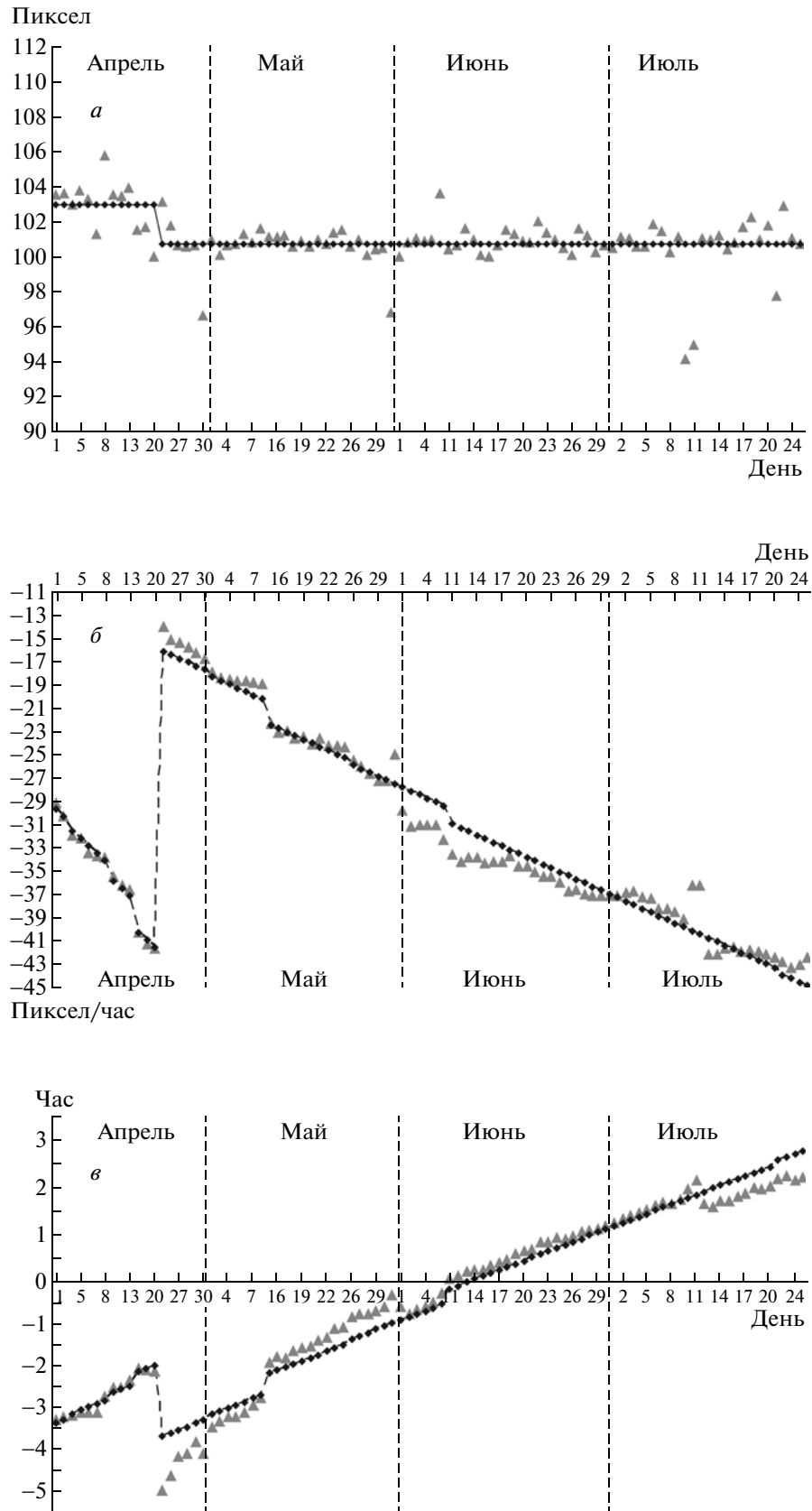
На рис. 8а, б и в представлены графики реальных значений (отмечены символом “треугольник”) параметров ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ) формулы (5), которые были рассчитаны для каждого дня (с 1 апреля

по 25 июня 2008 г.). Анализ данных графиков показывает, что зависимость значений параметров ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ) от дня формирования изображения вполне хорошо описывается линейной моделью

$$K_i = \gamma_i^0 + d \cdot \gamma_i^1, \quad (6)$$

где  $K_i, i = \overline{0, 2}$  — параметры из формулы (5);  $d$  — день формирования изображения;  $\gamma_i^j$  ( $i = \overline{0, 2}; j = \overline{0, 1}$ ) — коэффициенты линейных регрессий.

На рис. 8а, б и в представлены также графики модельных значений (отмечены символом “точка”) параметров ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ), которые были рассчитаны для каждого дня (с 1 апреля по 25 июня 2008 г.) согласно формуле (6). В табл. 3 приведены значения коэффициентов линейных регрессий формулы (6) для каждого параметра ( $K_i, i = \overline{0, 2}$ ) формулы (5), которые были вычислены по реальным данным с 26 апреля по 25 июня 2008 г. с помощью метода наименьших квадратов. Также в табл. 3 приведены значения стандартных ошибок (RMS) и значения коэффициента детерминации ( $R^2$ ) для каждого коэффициента линейной регрессии. Результат сравнения фактических величин каждого коэффициента детерминации ( $R^2 > 0.95$ ) указывает на то, что выбранная нами модель (см. (6)) очень хорошо описывает зависимость значений параметров формулы (5) от дня формирования изображения. Также была проведена проверка на адекватность линейной модели для каждого параметра ( $K_i, i = \overline{1, 2}$ ) и на значимость коэффициентов первого порядка для ли-



**Рис. 8.** Зависимость реальных и прогнозных значений коэффициентов  $K_0$  (а),  $K_1$  (б) и  $K_2$  (в) от даты формирования изображения, которые были вычислены по всем данным с 1 апреля по 25 июля 2008 г.

**Таблица 3.** Значения коэффициентов линейных регрессий (см. формулу (6)) для каждого параметра ( $K_i, i = \overline{0,2}$ ) формулы (5), которые были вычислены по реальным данным (с 26 апреля по 25 июня 2008 г.). Значения стандартных ошибок для каждого коэффициента и фактические величины коэффициента детерминации

Параметр	Коэффициент линейной регрессии нулевого порядка, $\gamma_i^0$	Коэффициент линейной регрессии первого порядка, $\gamma_i^1$	Стандартная ошибка (RMS) для коэффициента $-\gamma_i^0$	Стандартная ошибка (RMS) для коэффициента $-\gamma_i^1$	Коэффициент детерминации, $R^2$
Смещение синусоиды, $K_0$	101.915825	0.0	0.515044	—	—
Постоянная составляющая амплитуды, $K_1$	-14.098653	-0.333281	0.362276	0.006507	0.971489
Начальная фаза колебания, $K_2$	-3.740406	0.075245	0.091357	0.001641	0.964679

нейных регрессий с вероятностью, равной 99% для обеих проверок.

Таким образом, на основании приведенных выше результатов прогнозирование значений угла *roll*, вычисляемого процедурой первичной коррекции, можно выполнять с помощью расчета параметров формул (5), (6).

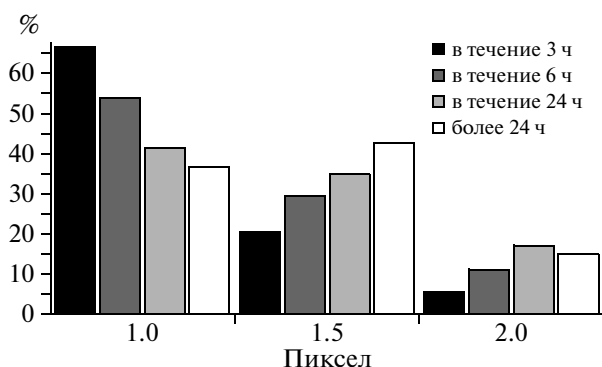
### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕДУРЫ ВТОРИЧНОЙ КОРРЕКЦИИ

Прогнозирование для вторичной коррекции актуально в случае невозможности рассчитать достаточную конфигурацию реперных точек на изображении (недостаточное количество GCPs или пространственное размещение GCPs не позволяет восстановить полный набор параметров коррекции). Проведенный анализ зависимости значений коэффициентов линейных регрессий (3) от времени, показал, что поведение уточняющих значений углов положения спутниковой платформы с радиометром (крена и тангажа) значи-

тельно не меняется. Поэтому для спутника FY-2C при прогнозировании параметров процедуры вторичной коррекции привязки был выбран простой перенос значений коэффициентов линейных регрессий ( $\alpha_i, \beta_i, i = \overline{0,1}$ ) формулы (3) с ближайшего по времени “правильно” привязанного изображения (с пиксельной точностью), т.е. аналогичным образом, как это было сделано для японского геостационарного спутника MTSAT-1R (Катаманов, 2009).

Эффективность такого прогноза для ИК-изображений проверялась указанным ниже способом. Были отобраны изображения со следующими критериями по конфигурации реперных точек: количество реперных точек не менее 10, величина RMS и максимума остаточных невязок в реперных точках не более 1.0 пиксела, база по столбцу не менее 0.3 и база по строке не менее 0.5 — и анализировались RMS остаточных невязок в реперных точках на изображении после проведения коррекции привязки с использованием прогнозного набора параметров коррекции. Результаты экспериментов показали (см. рис. 9), что до 68% изображений ИК-каналов можно привязывать с точностью 1.0 пиксел и до 95% с точностью 2.0 пиксела. При этом точность привязки изображения с использованием прогнозного набора параметров коррекции (вычисленного для другого изображения) тем лучше, чем меньше разница по времени между формированием этих изображений.

Таким образом, результаты проведенных экспериментов по исследованию эффективности применения разработанных схем для прогнозирования коррекции привязки (первичной и вторичной процедур) показали, что поведение углов платформы спутника FY-2C с радиометром S-VISSR во времени выглядит следующим образом: значения угла *roll* изменяются по синусоиде с нарастающей амплитудой (с периодом равным 1 сут), а значения угла *pitch* в течение трех суток (до 70 ч) значительно не варьируются.



**Рис. 9.** Гистограмма (в процентах) распределения величин RMS остаточных невязок в реперных точках после привязки изображений ИК-каналов с помощью прогнозных наборов параметров коррекции, вычисленных для изображений с соседних сеансов приема (полученных раньше от 0.5 до 70 ч).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При разработке автоматического метода коррекции географической привязки FY-2C/S-VISSR изображений был использован алгоритм привязки, разработанный в Японском метеорологическом агентстве для данных геостационарных спутников серии GMS и MTSAT-1R, получаемых в режимах S-VISSR и HiRID (Kigawa, 1991). Результаты привязки изображений этим алгоритмом показали, что ошибка географической привязки может достигать колоссальных размеров (300–800 км). Основными источниками ошибок привязки является неточность определения некоторых параметров положения спутника на орбите и ориентации платформы с радиометром в пространстве. Поэтому для достижения пиксельной точности географической привязки изображений геостационарного спутника FY-2C необходимо использовать автоматический метод коррекции привязки, который разделен на два этапа: первичная и вторичная процедуры коррекции.

Процедура первичной коррекции привязки на основе морфологического анализа определяет границы диска Земли на изображении и выполняет его совмещение с модельным диском Земли (построенным по модели привязки) в результате чего минимизируется ошибка привязки в надире. Процедура вторичной коррекции привязки автоматически рассчитывает реперные точки по всему изображению, в результате чего устраняет остаточные ошибки привязки по всему изображению. Коррекция привязки на основе параметров, рассчитанных этими двумя процедурами, выполняется вычислением оптимальных значений для двух углов положения платформы спутника с радиометром (*roll* и *pitch*) согласно формулам (2), (3). Такой подход к коррекции географической привязки “полных” FY-2C/S-VISSR изображений (сформированных в течение всего сеанса приема) обеспечивает достижение пиксельной точности привязки.

Установленный на геостационарном спутнике FY-2C радиометр S-VISSR имеет рассогласование оптических осей датчиков видимого и ИК каналов, в результате чего при использовании вычисленного набора параметров коррекции видимого канала для коррекции привязки ИК-каналов (и наоборот) пиксельная точность привязки не обеспечивается. Для решения этой проблемы достаточно выполнять линейные преобразования углов положения платформы спутника (крена и тангажа) согласно формуле (4). При использовании набора параметров коррекции, вычисленного для ИК-каналов, для привязки изображений видимого канала до 50% изображений привязывается с точностью в 2.0 пиксела и до 90% привязывается с точностью до 3.0 пикселей.

Апробация автоматического метода коррекции географической привязки для серии FY-2C/S-VISSR изображений за четыре месяца (апрель-июль) 2008 г. в Региональном спутниковом центре мониторинга окружающей среды ДВО РАН показала, что эффективность использования метода в условиях оперативной обработки спутниковых данных является вполне высокой. В среднем за четыре месяца привязано около 63% изображений (с учетом отсутствия процедуры фильтрации облачности). В тех случаях, когда нет возможности вычислить набор параметров коррекции привязки, необходимо использовать прогнозирование параметров коррекции, используя ранее полученные привязанные изображения с пиксельной точностью.

Исследование возможности прогнозирования для параметров первичной коррекции привязки показало, что прогнозирование значений смещения вдоль столбца (что эквивалентно углу крена) можно выполнять согласно формулам (5), (6). Прогнозирование параметров вторичной коррекции привязки выполняется на основе простого переноса значений коэффициентов линейных регрессий для расчета углов платформы спутника (см. (3)) с ближайшего по времени принятого изображения, привязанного с пиксельной точностью. Такая схема прогноза коррекции привязки позволяет перепривязывать ИК-изображения в 88% случаев с точностью 1.5 пиксела и до 95% с точностью 2.0 пиксела.

Единственным объяснением резкого изменения значений ошибок географической привязки (и некоторых орбитальных параметров) во времени, которое произошло между 21 и 25 апреля 2008 г., является то, что в это время из центра управления полетов выполнялась коррекция положения спутника FY-2C на орбите или минимизация накопившихся ошибок в орбитальных параметрах движения спутника. Поведение углов положения платформы спутника FY-2C во времени выглядит следующим образом: значения угла *roll* изменяются по синусоиде с нарастающей амплитудой (с периодом, равным одним суткам), а значения угла *pitch* в течение трех суток (до 70 ч) значительно не варьируются.

Представленный метод коррекции географической привязки полных FY-2C/S-VISSR изображений достигает пиксельной точности привязки целиком в автоматическом режиме, что так необходимо при решении многих задач спутникового мониторинга. Метод может быть применен для обработки данных других геостационарных спутников, формирующих изображения в видимом и ИК-диапазонах. В частности, что касается всех китайских геостационарных спутников серии FengYun-2, то: на данный момент времени еще один спутник этой серии – FengYun-2D – нахо-

дится в оперативном режиме (85° в.д.), другой – FengYun-2E – в ближайшее время заменит FengYun-2C, и завершит серию запуск спутника FengYun-2F.

Работа поддержана грантами РФФИ: № 08-07-00227, № 09-01-98519-р\_восток\_а; и грантом ДВО РАН: № 09-III-B-03-078.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрин А.И., Дьяков С.Е., Катаманов С.Н., Наумкин Ю.В.* Технология обработки данных полярно-орбитальных спутников FY-1C/1D для мониторинга физических полей океана // Подводные исследования и робототехника. 2006. № 2. С. 82–91. [http://www.im-tp.fébras.ru/images/stories/journal/2/82\\_91.pdf](http://www.im-tp.fébras.ru/images/stories/journal/2/82_91.pdf)
- Александрин А.И., Катаманов С.Н.* Автоматическая привязка спутниковых изображений AVHRR/NOAA при сложных условиях наблюдения // Сб. статей III всероссийской открытой конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса” / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Азбука-2000, 2006. Вып. 3. Т. 1. С. 41. <http://www.iki.rssi.ru/earth/articles06/vol1-041-048.pdf>
- Катаманов С.Н.* Автоматический метод коррекции географической привязки MTSAT-1R/VISSR изображений с пиксельной точностью // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 3. С. 55–66.
- Катаманов С.Н., Десяткова О.Я.* Автоматическая привязка изображений геостационарного спутника FengYun-2C // Сб. статей VI всероссийской открытой конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса” / Под ред. Н.П. Лаверова, М.: Азбука-2000, 2009. Вып. 6. Т. 1. С. 181–188. [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2009,1/181-188.pdf](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2009,1/181-188.pdf)
- Carr J.L., Harris J., Chu D.* A long-term characterization of GOES I-M attitude errors // Proc. 2001 Flight Mechanics Symp. NASA/GSFC. June 2001. Greenbelt, Maryland, USA.
- China Meteorological Administration. FY-2C/D/E S-VISSR Data Transmission. Beijing, China, September 2004. Vers. 2.0. <http://www.bom.gov.au/sat/MTSAT/FY2VISSR2.0.pdf>
- Kigawa S.* A Mapping Method for VISSR Data // Meteorol. Satellite Center Techn. Note. Japan, 1991. № 23. P. 15–34.
- Lu F., Menzel W.P. et al.* Attempts to improve GOES image navigation // Proc. 8-th Int. Winds Workshop. April 2006. Beijing, China. P. 47. [http://www.eumetsatint/groups/cps/documents/document/pdf\\_conf\\_p47\\_s4\\_01\\_feng\\_v.pdf](http://www.eumetsatint/groups/cps/documents/document/pdf_conf_p47_s4_01_feng_v.pdf)
- Lu F., Zhang X., Xu J.* Image Navigation for the FY2 Geosynchronous Meteorological Satellite // J. Atm. Ocean. Tech. 2008. V. 25. № 7. P. 1149–1165.
- Xu J., Lu F., Zhang Q.S.* Automatic navigation of FY-2 geosynchronous meteorological satellite images // Proc. 6th Int. Winds Workshop. May 2002. Madison, Wisconsin, USA. P. 291. <http://www.crisp.nus.edu.sg/~acrs2001/pdf/351XU.pdf>
- Wessel P., Smith W.H.F.* A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B4. P. 8741–8743. [http://www.soest.hawaii.edu/pwessel/papers/1996/JGR\\_96/jgr\\_96.html](http://www.soest.hawaii.edu/pwessel/papers/1996/JGR_96/jgr_96.html)
- Zhang P., Xu J.* FengYun 2C and It's Application // Proc. Symp. Satellite Meteorology: Past, Present and Future in Celebration of CIMSS's Silver Anniversary. July 2005. Madison, Wisconsin, USA. [http://cimss.ssec.wisc.edu/cimss25th/presentations/CIMSS\\_Silver\\_pengz\\_2005.pdf](http://cimss.ssec.wisc.edu/cimss25th/presentations/CIMSS_Silver_pengz_2005.pdf)

## Automatic Correction Navigation Method of FengYun-2 Geosynchronous Meteorological Satellite Imagery with Pixel Accuracy

S. N. Katamanov

*Institute of Automation and Control Processes, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

In this paper an automatic navigation method of one pixel accuracy for “full” images received during one session of S-VISSR2.0 data broadcast is presented. The navigation method is divided into two stages: primary and secondary correction procedures. Primary correction procedure is eliminated the “basic” navigation error by definition of true nadir of the Earth disk on the image. Secondary correction procedure is eliminated residual errors of under image by an automatic calculation of ground control points (GCPs). The method is based on the computation of satellite attitude angles (roll, pitch and yaw). A possibility to forecast the navigation parameters from earlier navigated images is considered and the results of the application efficiency are discussed. The approbation results of the new navigation method for a 4-month data set (for 2008) received in the Center for Regional Satellite Monitoring of Environment of FEB RAS are presented.

**Keywords:** FY-2 image, automatic correction navigation method, ground control points, pixel accuracy, satellite attitude angles (roll, pitch and yaw), navigation attitude forecasting

## ВЫЯВЛЕНИЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРОГРАММНОЙ ОБРАБОТКИ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

© 2011 г. М. В. Щепин

ЗАО “СофтЛайн Трейд”, Москва

E-mail: scepin\_m@mail.ru

Поступила в редакцию 25.01.2010 г.

В статье представлен анализ возможности применения программного метода, реализованного в программе ALINA, для выявления предвестников землетрясений по результатам обработки изображений разновременных космических снимков исследуемого сейсмоактивного района, сделанных в период, предшествующий событию. Исследуется динамика границ перепада яркости. Представлены несколько вариантов программной обработки, результаты которой могут быть использованы при среднесрочном прогнозе события, среди которых особо следует выделить индикацию динамики события с прогнозированием эпицентра по выявленному кольцевым структурам. Данные результаты получены при обработке четырех разновременных космических снимков MODIS района землетрясения произошедшего 22.02.2003 г. в США.

**Ключевые слова:** предвестники землетрясения, космический снимок, программное средство ALINA

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время одной из важнейших исследовательских задач является выявление дистанционными методами новых предвестников землетрясений и создание теории их прогноза. Определение места, интенсивности и времени возникновения события.

Возникающие напряжения в толще земной коры сейсмоактивного района в период, предшествующий событию, вызывают деформацию и изменение слоя земной коры в результате возникновения процесса трещинообразования. Данные процессы, косвенно отраженные на материалах космической съемки (КС) сейсмоактивного района, сделанной в период, предшествующий событию, могут всесторонне исследоваться и анализироваться с применением разнообразных программных средств и методов. Полученные результаты, которые могут быть интерпретированы как предвестники события, можно использовать при своевременном проведенной КС и программной обработке, для прогноза, приближающегося события.

В статье представлен программный метод, который может быть использован при проведении сейсмических исследований для решения задачи выявления предвестников землетрясений, отражающихся на материалах КС. Суть данной технологии заключается в анализе динамики границ перепада яркости изображений, разновременных космических снимков исследуемого сейсмоактивного района, сделанных в период, предшествующий событию, и получении результатов, которые могут быть

интерпретированы как предвестники события. Принципиальным отличием и достоинством данной технологии является комплексный анализ поля границ перепадов яркостей изображения района исследования, которое косвенно отражает глубинные процессы в толще земной коры, процессы активизации и рудообразования.

Представленные результаты являются первым шагом на пути создания методики автоматизированного выявления предвестников землетрясений на материалах КС с использованием технологии “Метод свернутых роз”, изложенной автором в предыдущих статьях. Метод реализован в программе анализа плановых изображений аэрокосмических снимков ALINA Copyright © 2000–2010 Михаил Щепин для операционных систем Windows 2000–Vista.

### МЕТОД СВЕРНУТЫХ РОЗ

В геологических и сейсмических исследованиях при анализе изображений аэрокосмических снимков часто используется так называемый анализ поля линеаментов – спрямленных участков границ перепадов яркости изображения. “Метод свернутых роз” – это оригинальный автоматизированный программный метод решения подобных задач, основанный не на анализе массива векторизованных прямых отрезков-штрихов, а на формировании и последующем анализе матрицы направлений, границ перепадов яркости изображения. Каждый элемент матрицы направлений имеет свою ориентацию, определенную функцией свертки розы – диа-

граммы заданной апертуры поля градиента яркости изображения, и соответствует отдельному пикселу исходного изображения. Данный метод позволяет эффективно и комплексно исследовать все поле границ перепада яркости изображения КС района исследования, информативность которого значительно выше информативности массива векторизованных прямых отрезков-штрихов, который используется при традиционном линеаментном анализе.

Особенности данной технологии – алгоритм формирования матрицы направлений и последовательность технологических операций программной обработки изображений и экспертного анализа полученных результатов подробно представлены автором в предыдущих статьях (Щепин и др., 2007; Щепин, Евдокимов, 2009).

#### *Выявление – векторизация структур и образов*

Программный анализ матрицы направлений – ключевой шаг метода. По результатам этого анализа производятся выявление линейных и кольцевых структур, распознавание образов, трассировка и векторизация выявленных структурных объектов.

В программе ALINA реализовано три алгоритма выявления радиально-концентрических кольцевых структур, алгоритм распознавания структурных образов и пять алгоритмов трассировки границ перепадов яркости.

Выявление кольцевых структур производится в режиме сканирования по матрице направлений скользящим окном, размер которого ограничен окружностью области анализируемой структуры. В программе на данный момент реализованы три алгоритма выявления кольцевых структур (“Абсолютный максимум”, “Вариационный ряд экстремумов” и “Алгоритм пороговых интервалов”).

“Абсолютный максимум”. Программа в процессе обработки матрицы направлений производит вычисление коэффициентов радиальной и концентрической составляющих анализируемой области и сохраняет в рабочем буфере вычисленные параметры, координаты центра и радиус области лишь в том случае, если сумма коэффициентов радиальных и концентрических составляющих данной области превышает предыдущее, вычисленное и сохраненное значения. Таким образом, по завершению счета в рабочем буфере программы будут сохранены параметры, координаты центра и радиус кольцевой структуры, имеющей абсолютный максимум суммы коэффициентов радиальной и концентрических составляющих.

“Вариационный ряд экстремумов”. Программа при обработке матрицы направлений формирует массив параметров кольцевых структур, суммарные радиальные и концентрические составляющие которых образуют отсортированный по возрастанию

вариационный ряд, и по завершению счета выбирает из сформированного массива определенное число структур.

“Алгоритм пороговых интервалов”. Программа производит вычисление коэффициентов радиальной и концентрической составляющих анализируемой области и при принадлежности вычисленных значений установленным пороговым интервалам идентифицирует область как искомую структуру.

Трассировка границ перепадов яркости выделенных структурных объектов может быть произведена пятью разными алгоритмами трассировки (“слепая”, “ориентированная”, “радиальная”, “концентрическая”, “радиально-концентрическая”).

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Использованные материалы КС*

Для исследований использовались четыре фрагмента разновременных изображений MODIS с пространственным разрешением 250 м района землетрясения  $M = 5.2$ , произошедшего в пустыне Мохаве, штат Калифорния, США 22.02.2003 г. (рис. 5a). Даты съемки: 04.12.2002 г., 03.02.2003 г., 19.04.2003 г. и 25.06.2003 г. Размеры исходных фрагментов изображений и координаты их углов практически совпадают, что является непереносимым условием проводимых исследований.

### *Район исследований*

В качестве полигона для проведения данных исследований была выбрана территория сейсмоактивной зоны разлома Сан-Андреас на западном побережье Тихого океана (пустыня Мохаве, штат Калифорния, США).

### *Задача исследований*

Основной задачей данных исследований являлась оценка возможностей технологии “Метод свернутых роз” при анализе динамики границ перепадов яркости изображений, разновременной КС района события и получении результатов, которые можно интерпретировать в качестве предвестников события.

Над решением подобной исследовательской задачи последние годы работает группа специалистов под руководством акад. В.Г. Бондура и проф. А.Т. Зверева, опубликовавшая свои результаты в 2005 г. (Бондур, Зверев, 2005). Эта группа строит свои исследования на анализе поля линеаментов – спрямленных участков границ перепада яркости изображения космической съемки, – с использованием программы линеаментного анализа LESSA. Из результатов группы В.Г. Бондура следует, что деформация поля линеаментов исследуемого района, предшествующая событию, начинается

**Таблица 1.** Результаты векторизации границ перепада яркости алгоритмами “ориентированной” и “слепой” трассировок

Дата съемки	“Ориентированная” “согласная”		“Ориентированная” “секущая”		“Слепая” трассировка	
	Число объектов	Суммарная длина	Число объектов	Суммарная длина	Число объектов	Суммарная длина
04.12.2002	4777	151975	3533	82695	7494	315920
03.02.2003	4351	125641	4293	107163	7988	314381
19.04.2003	4424	134690	4058	99450	7795	300754
25.06.2003	4574	140729	3985	97139	7663	307251

примерно за три месяца до события, достигая максимума непосредственно перед событием, и в течение трех месяцев после события постепенно исчезает. Проверка результатов группы В.Г. Бондура явилась составной частью задачи проведенных исследований.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

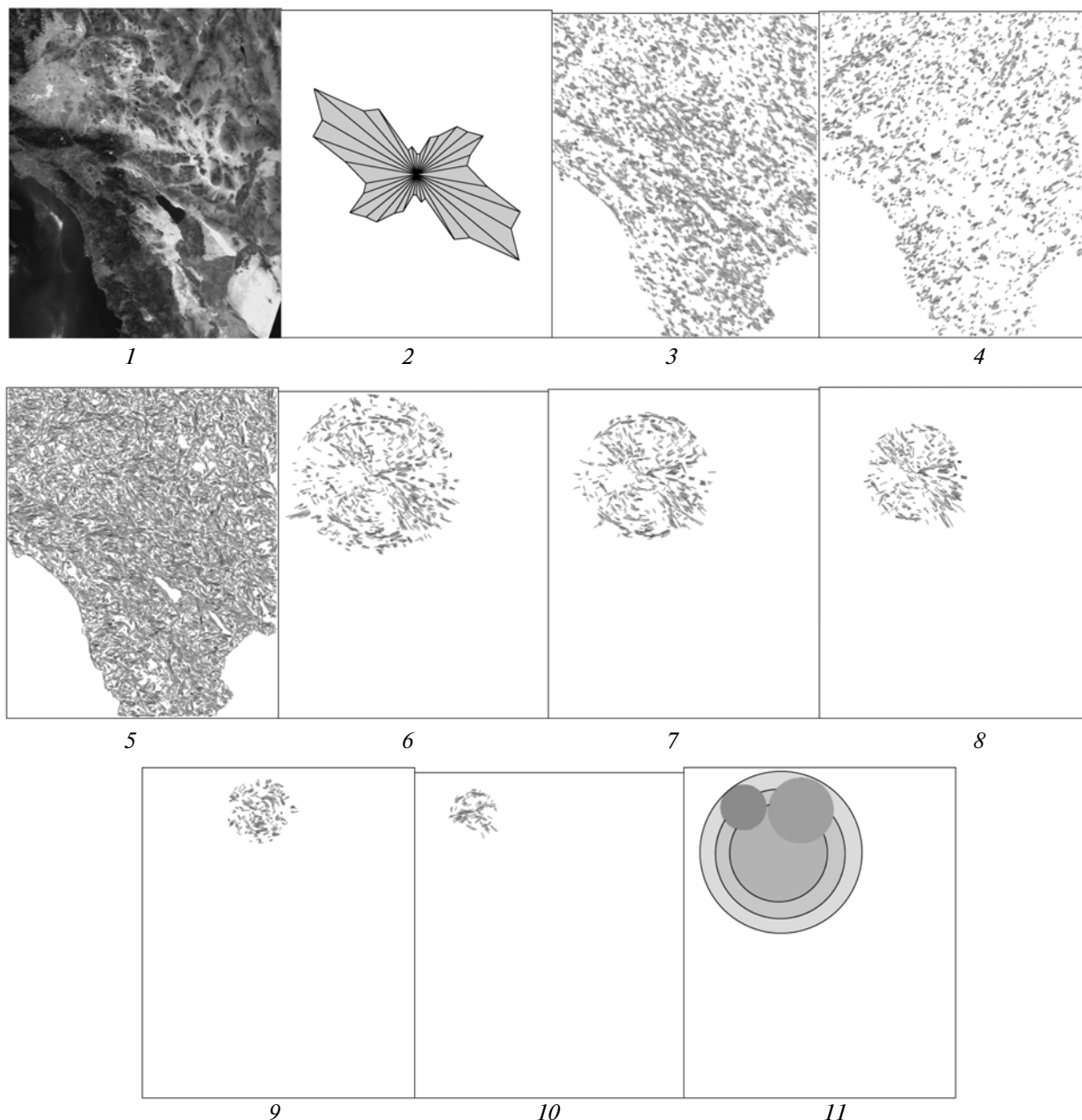
В процессе исследований вначале были проведены основные операции технологии “Метод свернутых роз”: сформированы матрицы направлений, произведена “слепая” трассировка границ перепада яркости и построены суммарные розы – диаграммы ориентации границ перепада яркости. Из результатов группы В.Г. Бондура известно, что основным критерием их исследований являлась количественная оценка “согласных” и “секущих” штрихов относительно разлома Сан-Андреас, выделенных программой LESSA, отраженная в розах-диаграммах. Естественно, проводя исследования с применением технологии “Метод свернутых роз”, было интересно это проверить.

Анализируя построенные суммарные розы-диаграммы границ перепада яркости (см. рис. 5в) хорошо видно, что роза, построенная для фрагмента съемки 04.12.2002 г. (80 дней до события), имеет наиболее сильную составляющую, ориентированную вдоль разлома, и минимальную “секущую” его. Роза, построенная для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события), имеет максимальную составляющую из всех роз “секущую” разлом Сан-Андреас, что говорит о максимальной деформации поля границ перепада яркости и в целом подтверждает результаты исследований группы В.Г. Бондура

Аналогичный, но значительно более обоснованный вывод можно сделать, проводя дальнейшие ис-

следования по технологии “Метод свернутых роз” и анализируя результаты “слепой” и “ориентированной” трассировок. Векторизованные линии границ перепада яркости отображают силовые линии поля градиента яркости обработанного изображения, отражая динамику его изменения и деформации. Из полученных результатов следует (табл. 1; рис. 1–4 (поля 3, 4, 14, 15, 25, 26, 36, 37); рис. 6 и 7), что при “ориентированной” трассировке суммарная длина векторизованных линейных объектов в секторе, “согласном” с ориентацией разлома, максимальна –  $L = 151975$  – для фрагмента съемки 04.12.2002 г. (80 дней до события) и минимальна –  $L = 125641$  – для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события). При “ориентированной” трассировке в “секущем” секторе разлома суммарная длина векторизованных линейных объектов минимальна –  $L = 82695$  – для фрагмента съемки 04.12.2002 г. и максимальна –  $L = 107163$  – для фрагмента съемки 03.02.2003 г. При “слепой” трассировке (рис. 1–4 (поля 5, 16, 27, 38)) суммарные длины векторизованных линейных объектов фрагментов съемки до события 04.12.2002 г. и 03.02.2003 г. превышают суммарные длины векторизованных линейных объектов фрагментов съемки после события 19.04.2003 г. и 25.06.2003 г., причем число векторизованных объектов для фрагмента съемки 03.02.2003 г. является максимальным, что говорит о максимальной деформации поля границ перепада яркости для данного фрагмента съемки.

Далее исследования велись в направлении выявления радиально-концентрических кольцевых структур на разновременных снимках, сравнительной оценки их характеристик и расположения. И в этом направлении был получен самый интересный результат.

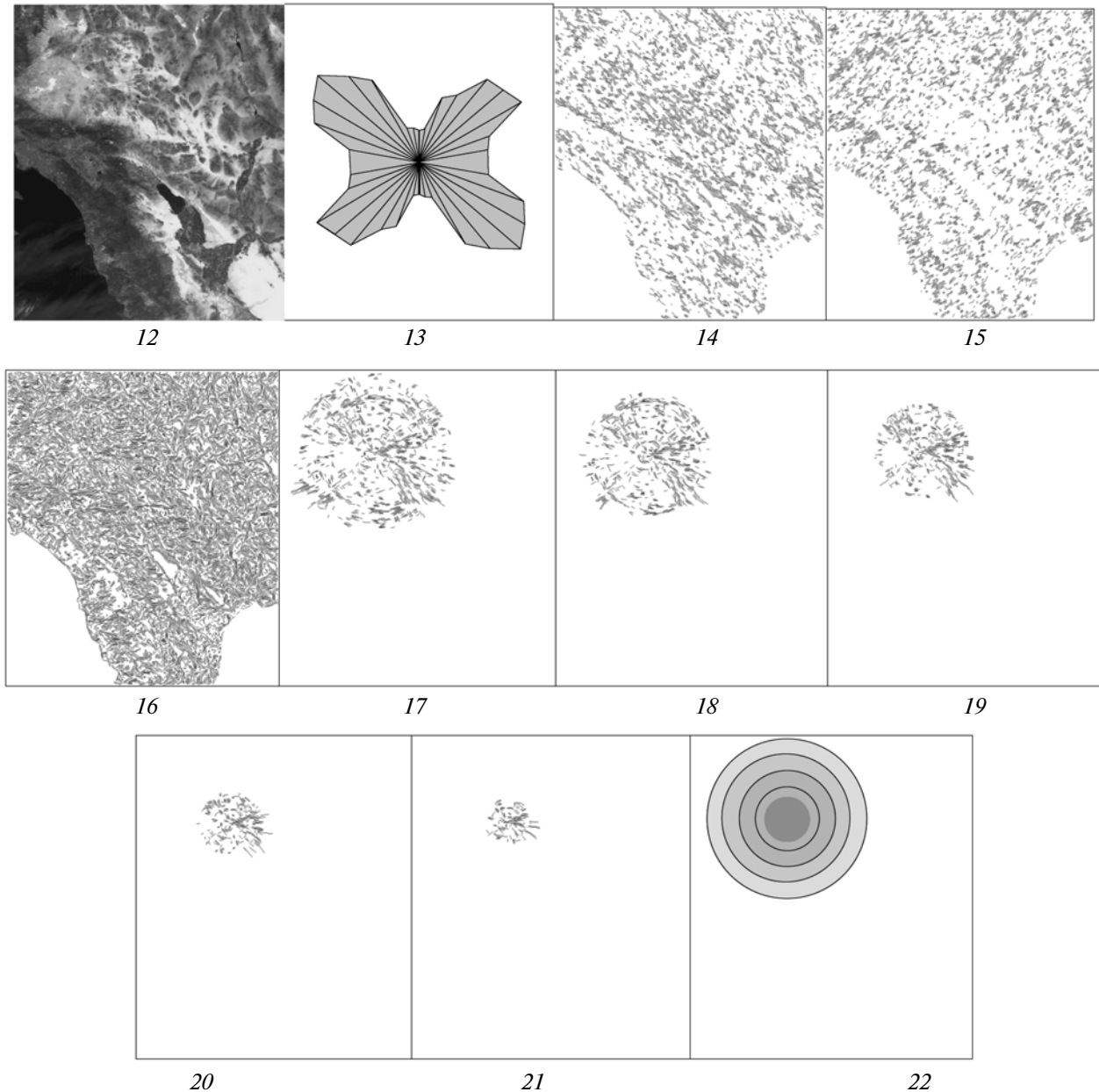


**Рис. 1.** Результаты программной обработки изображения MODIS 04.12.2002 г. (80 дней до события): 1 – фрагмент изображения MODIS; 2 – суммарная роза-диаграмма ориентации границ перепада яркости; 3 – векторизованные линейные объекты “согласная” трассировка ( $N = 4777$ ,  $L = 151975$ ); 4 – векторизованные линейные объекты “секущая” трассировка ( $N = 3533$ ,  $L = 82695$ ); 5 – векторизованные линейные объекты “слепая” трассировка ( $N = 7494$ ,  $L = 315920$ ); 6 – выявленная кольцевая структура  $D = 250$  км ( $KR = 106$ ,  $KK = 91$ ); 7 – выявленная кольцевая структура диаметром 200 км ( $KR = 110$ ,  $KK = 94$ ); 8 – выявленная кольцевая структура диаметром 150 км ( $KR = 125$ ,  $KK = 86$ ); 9 – выявленная кольцевая структура диаметром 100 км ( $KR = 100$ ,  $KK = 125$ ); 10 – выявленная кольцевая структура  $D = 70$  км ( $KR = 132$ ,  $KK = 113$ ); 11 – круговые области пяти кольцевых структур  $D = 250$ , 200, 150, 100 и 70 км, последовательно выявленные программой (центры трех кольцевых структур совпадают с эпицентром события).

*Кольцевые структуры – предвестники и индикаторы события*

Естественно предположить, что возникающая деформация поля границ перепада яркости изображения КС в период, предшествующий событию, имеет достаточно сложный характер и для ее все-

стороннего исследования явно недостаточно оценивать только “согласную” и “секущую” разлом составляющие. Естественно также предположить, что эпицентр события, до его возникновения, является центром силового поля, которое косвенно отражено полем границ перепада яркости изображения, и

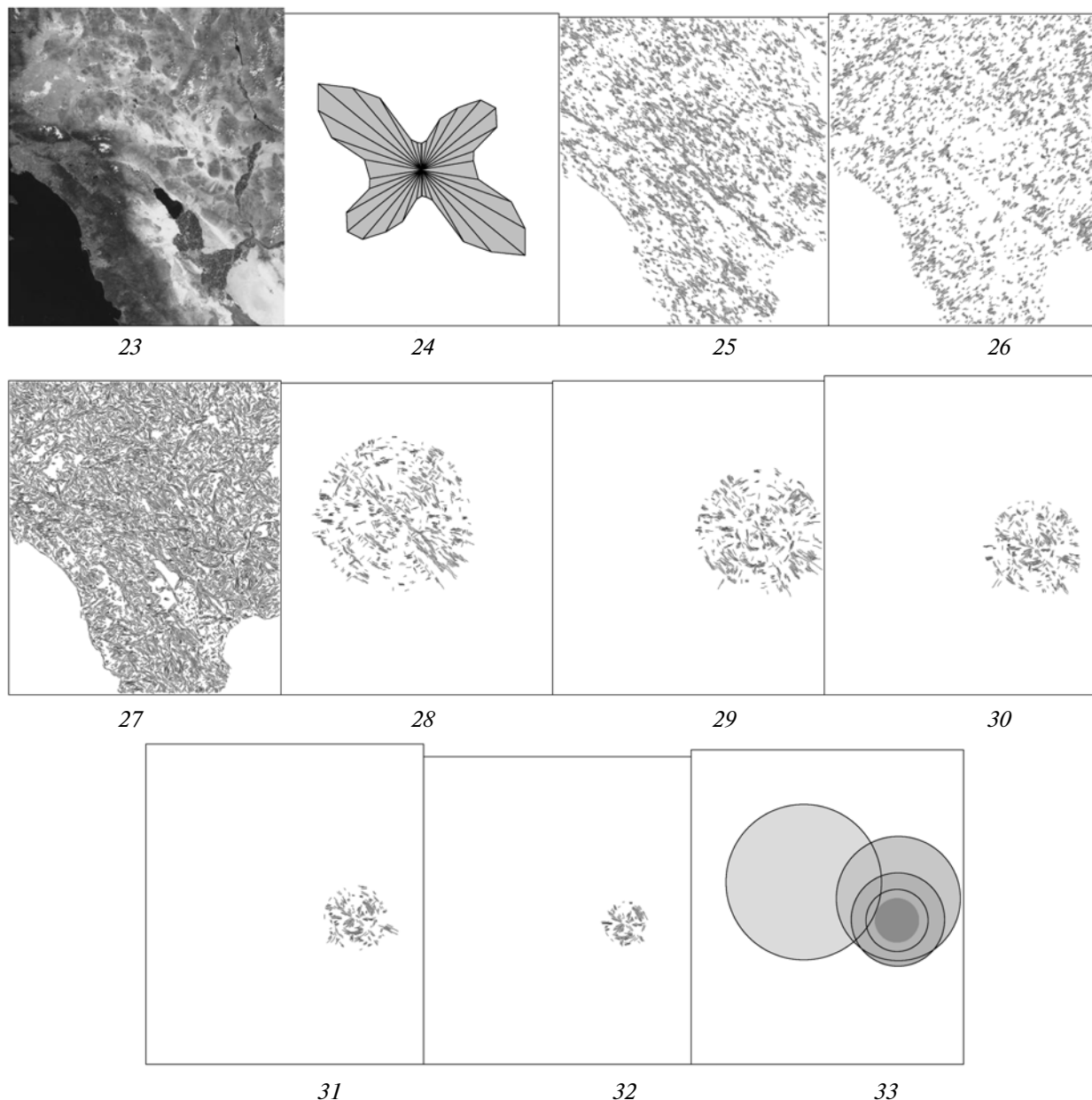


**Рис. 2.** Результаты программной обработки изображения MODIS 03.02.2003 г. (19 дней до события): 12 – фрагмент изображения MODIS; 13 – суммарная роза-диаграмма ориентации границ перепада яркости; 14 – векторизованные линейные объекты “согласная” трассировка ( $N = 4351$ ,  $L = 125641$ ); 15 – векторизованные линейные объекты “секущая” трассировка ( $N = 4293$ ,  $L = 107163$ ); 16 – векторизованные линейные объекты “слепая” трассировка ( $N = 7988$ ,  $L = 314381$ ); 17 – выявленная кольцевая структура  $D = 250$  км ( $KR = 116$ ,  $KK = 90$ ); 18 – выявленная кольцевая структура  $D = 200$  км ( $KR = 118$ ,  $KK = 91$ ); 19 – выявленная кольцевая структура  $D = 150$  км ( $KR = 131$ ,  $KK = 84$ ); 20 – выявленная кольцевая структура  $D = 100$  км ( $KR = 146$ ,  $KK = 89$ ); 21 – выявленная кольцевая структура  $D = 70$  км ( $KR = 152$ ,  $KK = 96$ ); 22 – круговые области пяти кольцевых структур  $D = 250, 200, 150, 100$  и  $70$  км, последовательно выявленные программой (центры всех пяти кольцевых структур совпадают с эпицентром).

данное поле может быть отображено в виде радиально-концентрической кольцевой структуры.

Дальнейшие исследования велись в направлении выявления радиально-концентрических кольцевых структур с использованием алгоритма “Абсолютный максимум”. Для каждого фрагмента изоб-

ражения были последовательно выявлены пять кольцевых структур разных диаметров (250, 200, 150, 100 и 70 км) и произведена сравнительная оценка их расположения (рис. 1–4 (поля 11, 22, 33, 44) и характеристик (табл. 2; рис. 1–4 (поля 6–10, 17–21, 28–32, 39–43); рис. 8 и 9).



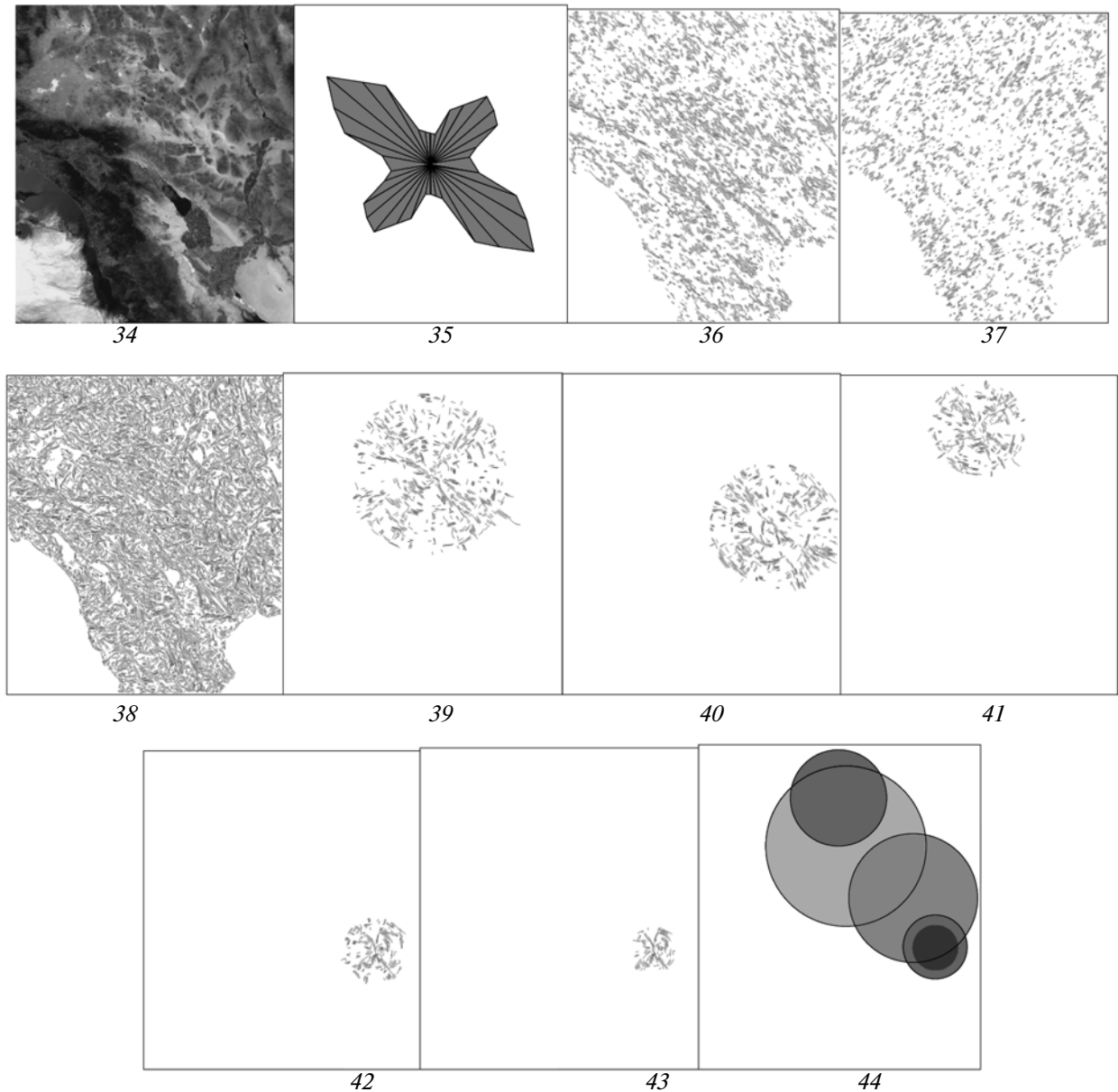
**Рис. 3.** Результаты программной обработки изображения MODIS 19.04.2003 г. (56 дней после события): 23 – фрагмент изображения MODIS; 24 – суммарная роза-диаграмма ориентации границ перепада яркости; 25 – векторизованные линейные объекты “согласная” трассировка ( $N = 4424$ ,  $L = 134690$ ); 26 – векторизованные линейные объекты “секущая” трассировка ( $N = 4058$ ,  $L = 99450$ ); 27 – векторизованные линейные объекты “слепая” трассировка ( $N = 7795$ ,  $L = 300754$ ); 28 – выявленная кольцевая структура  $D = 250$  км ( $KR = 100$ ,  $KK = 89$ ); 29 – выявленная кольцевая структура  $D = 200$  км ( $KR = 109$ ,  $KK = 85$ ); 30 – выявленная кольцевая структура  $D = 150$  км ( $KR = 114$ ,  $KK = 87$ ); 31 – выявленная кольцевая структура  $D = 100$  км ( $KR = 125$ ,  $KK = 103$ ); 32 – выявленная кольцевая структура  $D = 70$  км ( $KR = 141$ ,  $KK = 106$ ); 33 – круговые области пяти кольцевых структур  $D = 250, 200, 150, 100$  и  $70$  км, последовательно выявленные программой (ни один из центров кольцевых структур не совпадает с эпицентром).

Было установлено, что:

1) суммарные коэффициенты радиальных и концентрических составляющих всех пяти выявленных кольцевых структур для фрагмента изображения от 03.02.2003 г. (19 дней до события) являются макси-

мальными из всех выявленных на четырех фрагментах съемки кольцевых структур соответствующих диаметров (табл. 2, рис. 8 и 9);

2) центры всех пяти выявленных кольцевых структур для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней

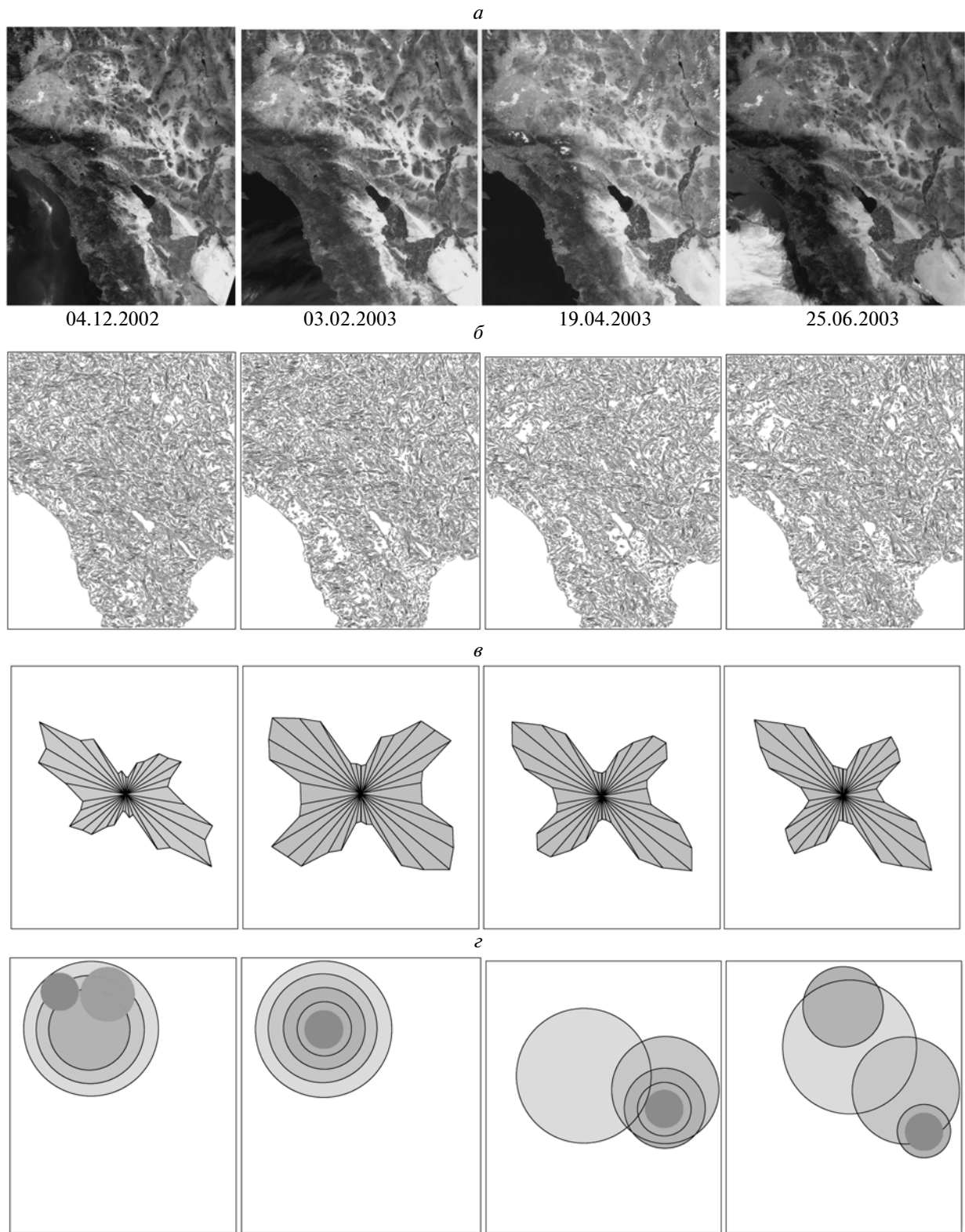


**Рис. 4.** Результаты программной обработки изображения MODIS 25.06.2003 г. (три месяца после события): 34 – фрагмент изображения MODIS; 35 – суммарная роза-диаграмма ориентации границ перепада яркости; 36 – векторизованные линейные объекты “согласная” трассировка ( $N = 4574$ ,  $L = 140729$ ); 37 – векторизованные линейные объекты “секущая” трассировка ( $N = 3985$ ,  $L = 97139$ ); 38 – векторизованные линейные объекты “слепая” трассировка ( $N = 7663$ ,  $L = 307251$ ); 39 – выявленная кольцевая структура  $D = 250$  км ( $KR = 93$ ,  $KK = 94$ ); 40 – выявленная кольцевая структура  $D = 200$  км ( $KR = 109$ ,  $KK = 82$ ); 41 – выявленная кольцевая структура  $D = 150$  км ( $KR = 96$ ,  $KK = 106$ ); 42 – выявленная кольцевая структура  $D = 100$  км ( $KR = 123$ ,  $KK = 108$ ); 43 – выявленная кольцевая структура  $D = 70$  км ( $KR = 135$ ,  $KK = 112$ ); 44 – круговые области пяти кольцевых структур  $D = 250, 200, 150, 100$  и  $70$  км, последовательно выявленные программой (ни один из центров кольцевых структур не совпадает с эпицентром события).

до события) примерно совпадают, приблизительно совпадая с эпицентром произошедшего события (рис. 2 (поле 22)). Для фрагмента изображения от 14.12.02 (80 дней до события), три из пяти выявленных кольцевых структур ( $D = 250, 200$  и  $150$  км) име-

ют центр, приблизительно совпадающий с эпицентром события (рис. 1 (поле 11));

3) динамика изменения коэффициентов радиальных и концентрических составляющих выявленных структур такова, что по мере приближения



**Рис. 5.** Результаты программной обработки четырех разновременных изображений MODIS: *a* – фрагменты изображений MODIS; *b* – векторизация границ перепада яркости; *в* – суммарные розы-диаграммы; *г* – круговые области выявленных кольцевых структур диаметром 250, 200, 150, 100 и 70 км (для снимка 03.02.2003 г. центра всех пяти КС совпадают с эпицентром).

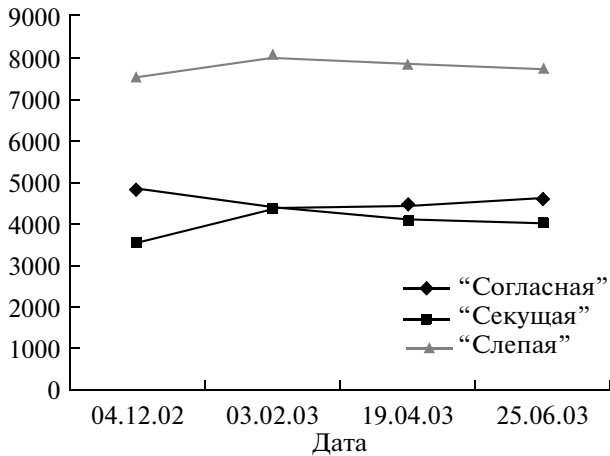


Рис. 6. Графики изменения числа векторизованных объектов в результате программной обработки четырех одновременных изображений MODIS, при «согласной», «секущей» и «слепой» трассировках (табл. 1).

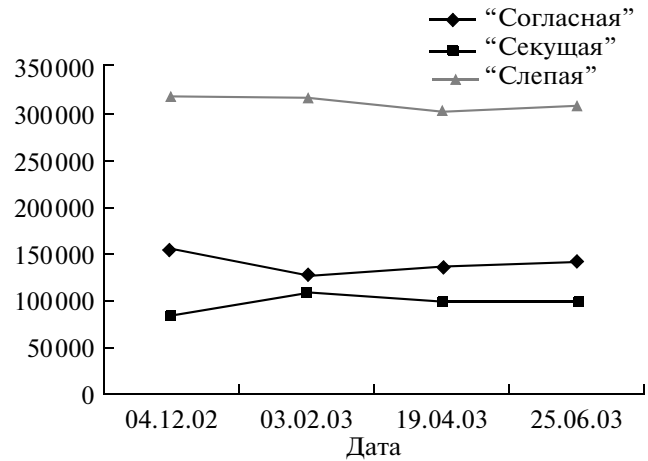


Рис. 7. Графики изменения суммарных длин векторизованных объектов в результате программной обработки четырех одновременных изображений MODIS, при «согласной», «секущей» и «слепой» трассировках (табл. 1).

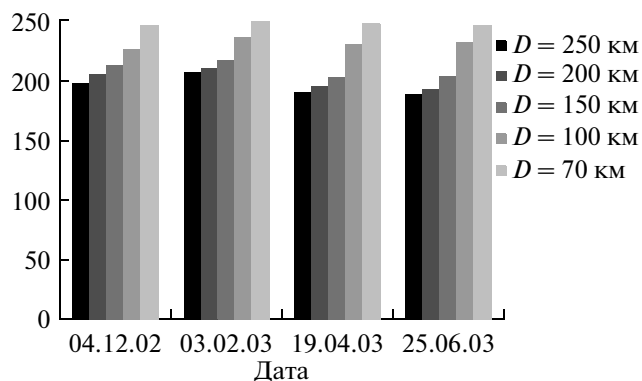
события данные коэффициенты возрастают, а по его завершению начинают падать (табл. 2, рис. 8 и 9).

Все изложенное выше позволяет высказать предположение, что напряженное состояние среды приближающегося события, косвенно отраженное на материалах космической съемки района события и отображенное полем границ перепада яркости изображения космической съемки, отображается в виде

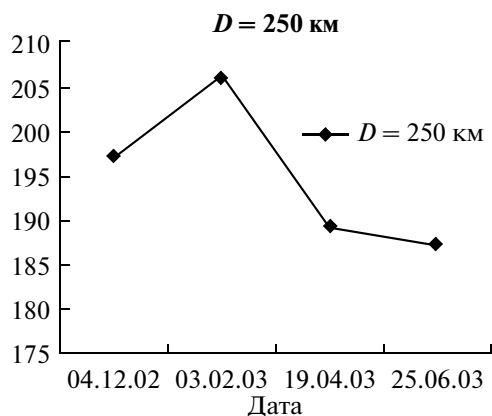
радиально-концентрической кольцевой структуры, центр которой приблизительно совпадает с эпицентром события. По мере приближения события радиальные и концентрические составляющие данной кольцевой структуры усиливаются, достигая максимального значения непосредственно перед событием, кольцевая структура приобретает наиболее ярко выраженный вид. После произошедшего события

Таблица 2. Коэффициенты радиальной *KR*- и концентрической *KK*-составляющих, выявленных программой по алгоритму «Абсолютный максимум» кольцевых структур диаметрами 250, 200, 150, 100 и 70 км

Дата съемки	<i>D</i> = 250 км		<i>D</i> = 200 км		<i>D</i> = 150 км		<i>D</i> = 100 км		<i>D</i> = 70 км	
	<i>KR</i>	<i>KK</i>	<i>KR</i>	<i>KK</i>	<i>KR</i>	<i>KK</i>	<i>KR</i>	<i>KK</i>	<i>KR</i>	<i>KK</i>
04.12.2002	106	91	110	94	125	86	100	125	132	113
03.02.2003	116	90	118	91	131	84	146	89	152	96
19.04.2003	100	89	109	85	114	87	125	103	141	106
25.06.2003	93	94	109	82	96	106	123	108	135	112



**Рис. 8.** Гистограммы изменения суммарных радиально-концентрических коэффициентов ( $KR + KK$ ) пяти кольцевых структур  $D = 250, 200, 150, 100$  и  $70$  км, последовательно выявленных с использованием алгоритма “Абсолютный максимум” в результате программной обработки четырех изображений MODIS района события (табл. 2).



**Рис. 9.** График изменения суммарного радиально-концентрического коэффициента ( $KR + KK$ ) четырех кольцевых структур  $D = 250$  км, последовательно выявленных с использованием алгоритма “Абсолютный максимум” в результате программной обработки изображений четырех одновременных изображений MODIS (табл. 2).

радиальные и концентрические составляющие данной кольцевой структуры слабеют, и кольцевая структура постепенно исчезает.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования с применением технологии “Метод свернутых роз” по выявлению предвестников землетрясений по результатам обработки программой ALINA изображений одновременных космических снимков MODIS, района землетрясения  $M = 5.2$ , произошедшего 22.02.2003 г. в пустыне Мохаве, штат Калифорния, США, позволили сделать следующие выводы.

1. По мере приближения события, возникающие напряжения вызывают деформацию и изменение верхнего слоя земной коры. Данные изменения

отображаются полем границ перепада яркости изображений района события. Анализ динамики этого поля для одновременных космических снимков, сделанных в период активной деформации, предшествующей событию, дает возможность выявлять предвестники события при проведении своевременной программной обработки и использовать полученные данные в теории прогноза.

2. Технология “Метод свернутых роз” явилась эффективным инструментом проведенных исследований, позволив получить ряд разнообразных интересных результатов.

3. Деформация поля границ перепада яркости исследуемых изображений хорошо видна на суммарных розах-диаграммах границ перепада яркости (рис. 5а). Роза, построенная для фрагмента съемки 14.12.2002 г. (80 дней до события), имеет максимальную составляющую, “согласную” с ориентацией разлома Сан-Андреас, а роза, построенная для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события), имеет максимальную составляющую, “секущую” разлом.

4. Значительно более точную оценку “согласных” и “секущих” разлом составляющих поля границ перепада яркости можно получить, анализируя результаты “ориентированной” трассировки (табл. 1). Из полученных результатов следует, что при “ориентированной” трассировке суммарная длина векторизованных линейных объектов в секторе, “согласном” с ориентацией разлома, максимальна для фрагмента съемки 04.12.2002 г. (80 дней до события) и минимальна для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события). При “ориентированной” трассировке в “секущем” секторе суммарная длина векторизованных линейных объектов минимальна для фрагмента съемки 04.12.2002 г. и максимальна для фрагмента съемки 03.02.2003 г.

5. Суммарные коэффициенты радиальных и концентрических составляющих всех пяти выявленных по алгоритму “Абсолютный максимум” кольцевых структур для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события) являются максимальными из всех выявленных на четырех фрагментах КС кольцевых структур соответствующих диаметров (табл. 2., рис. 8 и 9).

6. Центры всех пяти выявленных кольцевых структур для фрагмента съемки 03.02.2003 г. (19 дней до события) примерно совпадают, приблизительно совпадая с эпицентром произошедшего события (см. рис. 2 (поле 22)). Для фрагмента съемки 14.12.2002 г. (80 дней до события) три из пяти выявленных кольцевых структур ( $D = 250, 200$  и  $150$  км) имеют центр, приблизительно совпадающий с эпицентром события (см. рис. 1 (поле 11)).

7. Динамика изменения суммарных коэффициентов радиальных и концентрических составляющих ( $KR + KK$ ) выявленных структур такова, что по

мере приближения события данные суммарные коэффициенты возрастают, а по его завершению начинают падать (табл. 2, рис. 8 и 9). Особенно хорошо эта динамика проявилась при выявлении структур максимального диаметра 250 км (рис. 9).

Представленные результаты следует рассматривать как исследовательский поиск по созданию методики автоматизированного выявления предвестников землетрясений на материалах КС в период, предшествующий событию, и использованию полученных результатов для среднесрочного прогноза события.

Представляется целесообразным вести дальнейшие исследования в этом направлении с применением технологии “Метод свернутых роз”, уделив особое внимание выявлению и анализу радиально-концентрических кольцевых структур. В случае устойчивого подтверждения полученных результатов при проведении дальнейших исследований, кольцевые структуры, выявляемые на материалах КС в период активной, предшествующей событию деформации поля границ перепада яркости, могут быть использованы как индикатор и предвестник приближающегося события. И в этом случае данные результаты можно с успехом использовать в

теории прогноза, определения места, интенсивности и времени события.

Представленные в статье результаты — первый шаг на пути создания методики автоматизированного выявления предвестников землетрясений на материалах разновременной КС сейсмоактивного района, сделанной в период предшествующей событию деформации поля границ перепада яркости и использования полученных результатов для среднесрочного прогноза события.

Технология “Метод свернутых роз” является эффективным инструментом данных исследований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бондур В.Г., Зверев А.Т.* Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линеаментов // Исслед. 2005. № 3. С. 37–52.

*Щепин М.В., Евдокимов С.В.* Выявление алмазоносных кимберлитов на материалах космической съемки // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 4. С. 71–77.

*Щепин М.В., Евдокимов С.В., Головченко Ю.В.* Выявление кольцевых структур по результатам обработки изображений космических снимков // Исслед. Земли из космоса. 2007. №4. С. 74–87.

## Revealing of Harbingers of Earthquakes by Results of Software Processing of Space Pictures

**M. V. Schepin**

*“Sofiline”, Moscow*

In article the analysis of possibility of application of a program method realized in program ALINA for revealing of earthquake harbingers by results of space images processing of investigated seismoactive area occurring at different times made during the period previous event is presented, dynamics of borders of difference of brightness is investigated. Some variants of the program processing which results can be used at the intermediate term forecast of event among which especially it is necessary to allocate indication of dynamics of event with epicenter forecasting on the revealed ring structures are presented. Given results are received at processing of four MODIS images earthquake area of an event occurring at different times 22.02.2003 in the USA.

**Keywords:** earthquake harbingers, space image, software ALINA

---

---

КРАТКИЕ  
СООБЩЕНИЯ

---

---

## ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ МОЩНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, 2009 г.) ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

© 2011 г. С. Ю. Гришин

Учреждение Российской академии наук Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

E-mail: [grishin@ibss.dvo.ru](mailto:grishin@ibss.dvo.ru)

Поступила в редакцию 16.04.2010 г.

Рассматривается очень сильное извержение вулкана Пик Сарычева (о-в Матуа, центральные Курилы) в июне 2009 г. по дистанционным данным (космическим фотоснимкам) и наземным наблюдениям, выполненным летом 2009 г. Описывается характер извержения и катастрофическое воздействие на природу острова.

**Ключевые слова:** извержение, пирокластические потоки, лавовые потоки, растительность, катастрофа, сукцессии, Пик Сарычева, о-в Матуа, Курильские о-ва

### ВВЕДЕНИЕ

В середине июня 2009 г. произошло очень сильное извержение активнейшего вулкана Курильских о-вов – Пик Сарычева, – расположенного в центральной части архипелага, на необитаемом о-ве Матуа. В интернете были опубликованы уникальные фото, снятые в разгар извержения с борта Международной космической станции (МКС), а также изображения, полученные сразу после извержения: половина острова превратилась в пустыню (<http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/event.php?id=38937>). Данное сообщение основано на изучении космических снимков и наземных данных, полученных в экспедициях, побывавших на острове летом 2009 г. Цель статьи – характеристика изменений в природе острова, произошедших в результате извержения.

Стратовулкан Пик Сарычева (высота – 1446 м), занимающий большую часть о-ва Матуа (площадь о-ва – 52 км<sup>2</sup>, размеры около 12 × 6 км) является активнейшим вулканом архипелага. Генезис рельефа и активность вулкана отражены в работе Г.С. Горшкова (Горшков, 1967). За последнее столетие вулкан извергался, в среднем, через каждые 2–3 десятилетия. По характеру извержения вулкана – эксплозивные, часто эффузивно-эксплозивные; продукты извержения – андезитобазальты. Извержения продолжались от нескольких часов до нескольких дней. К крупнейшим за исторический период относятся катаклизмы, произошедшие в 1760 г., 1930 г., 1946 г. и в 2009 г. Важнейшим результатом сильных эксплозивных извержений было образование пирокластических потоков, мощные отложения которых вскрыва-

ются на побережьях острова. Конус стратовулкана покрыт многочисленными лавовыми потоками прошлых извержений.

Для острова характерен холодный климат северных Курил, с высоким количеством осадков, преобладающей облачностью и частыми туманами, постоянные и сильные ветра. Доминирующая растительность – низкие (1–3 м) заросли ольхового стланика, луга, верещатники и, до извержения, несомкнутый покров травянистых растений на вулканическом конусе. Информация о распределении растительного покрова до извержения 2009 г. получена по спутниковым снимкам 2001–2008 гг. (ASTER/Terra, Landsat и др.). Для вулкана характерны асимметрия и фрагментарность пояса стланиковой растительности. Стланики выражены сплошным массивом лишь к юго-востоку от конуса и на северо-восточных подножиях. Пояс стлаников поднимался до высоты 350–400 м над у. м.; до высоты около 550 м располагались участки низких стлаников, разреженные луга и пустоши; выше – шлаковый конус. Северо-западная половина вулкана была лишена сплошного пояса стлаников (<http://static.panoramio.com/photos/original/12299241.jpg>). Растительный покров здесь, вероятно, состоял из разреженных травянистых и кустарничковых сообществ и группировок растений на вулканогенных субстратах.

### ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2009 г.

К началу извержения природа острова находилась в фазе перехода от весны (склоны вулкана) к лету (подножия вулкана). Космоснимки, сделан-

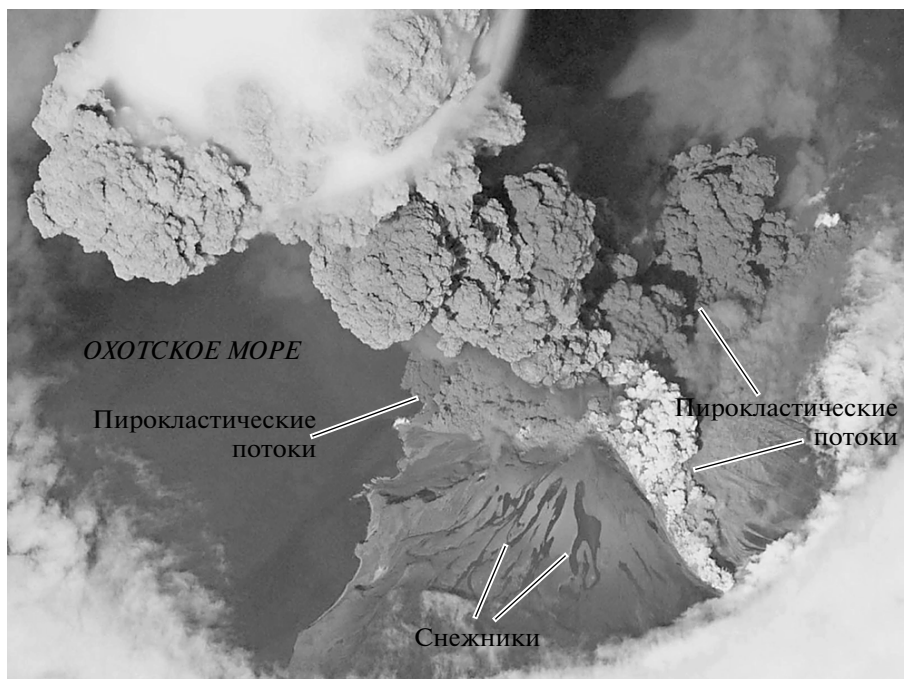


Рис. 1. Эруптивный столб извержения вулкана Пик Сарычева 12 июня 2009 г. Фото с МКС.

ные перед извержением, показали, что 9 мая 2009 г. средняя и верхняя части конуса были полностью покрыты снегом, снежки по распадкам спускались до уровня моря. 20 мая на подножиях вулкана снег сошел, но вегетация не началась и общий аспект растительности бурый. 31 мая видны мощные снежки на конусе, крупнейшие из них спускаются от вершины вулкана в юго-западном и восток-северо-восточном направлениях, протяженность их – до 2 км. Местами у подножия конуса начинается вегетация.

Мощное эксплозивное извержение вулкана происходило 12–15 июня. 12 июня выполнена серия снимков с борта МКС. На снимках можно выделить сектор юго-западного побережья острова и южный склон конуса (рис. 1). Над конусом возвышается гигантская эруптивная колонна. Из ее краевых частей обрушиваются на склоны пирокластические потоки; их можно увидеть до пяти одновременно. Потоки имеют разные размеры и тон: от темного, почти черного, до почти белого. Склоны конуса, особенно в верхней части, в некоторой степени покрыты свежими вулканитами. Темные контуры на склоне – снежки, присыпанные тефрой, увлажнившейся от тающего снега. На снимках хорошо видны зеленые склоны подножий и побережье – они еще не засыпаны пирокластикой.

На снимках, сделанных с МКС 14, 16 и 17 июня, видно, что извержение активно продолжалось. К 17 июня склоны конуса были полностью перекрыты вулканитами. На снимках, выполненных

17 и 18 июня, отчетливо выделились лавовые потоки на северо-восточном и северном склонах (рис. 2). Северо-восточный поток пошел по глу-

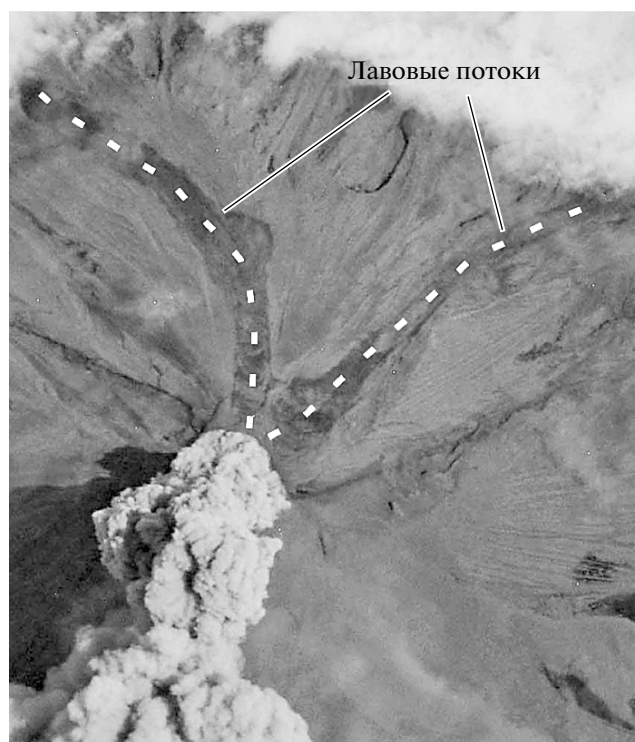


Рис. 2. Лавовые потоки. 18 июня 2009 г. Фрагмент фото с МКС.

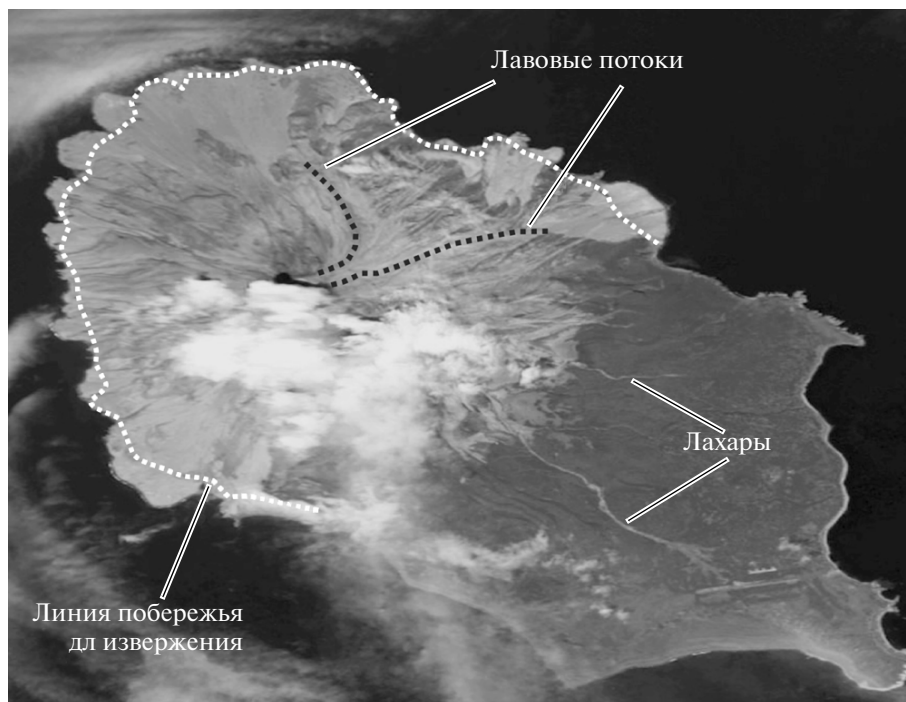


Рис. 3. Ситуация на о-ве Матуа после извержения (2 августа 2009 г.). Фото с ИСЗ QuickBird 2.

бокой лощине, по-видимому, предварительно заполненной пирокластическими отложениями, и закончил свое продвижение на высоте около 220 м. Выделяются приподнятые борта потока. Второй поток двигался на север, затем, видимо, по условиям рельефа, отклонился примерно на  $40^\circ$  к западу и закончил свое продвижение на высоте примерно 430 м. Измерения показали, что ширина потоков – около 120–200 м, длина – около 2 и 2.5 км (в горизонтальной проекции). Допуская, что мощность потоков – 10–15 м, можно вычислить объем лавы – около 10 млн. м<sup>3</sup>. Следует отметить, что вулканологической экспедицией, работавшей на острове в конце июня 2009 г. (Левин и др., 2009), лавовые потоки не были обнаружены.

На снимках ASTER/Terra, сделанных 25 и 30 июня (см. выше интернет-ссылку), впервые стал виден масштаб изменения среды на острове: более половины территории, вся северо-западная часть – конус вулкана, его склоны и подножия вплоть до берега моря – были перекрыты свежими отложениями и превратились в вулканическую пустыню. Более того, отложения пирокластических потоков внедрились в море, образовав новую сушу. На трех участках береговая линия отодвинулась на 400 м, на многих других – на меньшие значения; в результате суммарная наращенная площадь достигла 1–1.5 км<sup>2</sup> (рис. 3). Пирокластические потоки сопровождалась газопесчаными пирокластическими волнами. Если первые двигались по любым понижениям релье-

фа, в том числе по лощинам, где ранее прошли лавовые потоки, то волны перемещались по любым, даже возвышенным поверхностям. В результате, например, лавовые потоки 1976 г. (в северо-западном секторе) стали видны менее отчетливо; их рельеф был частично нивелирован мощными (до нескольких метров) свежими отложениями потоков и волн.

#### ВОЗДЕЙСТВИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА ПРИРОДУ ОСТРОВА

В ходе мощного эффузивно-эксплозивного извержения было извергнуто оценочно около  $150 \pm 50$  млн. м<sup>3</sup> вулканитов, основную часть которых (более половины) составили отложения пирокластических потоков (оценка объема проведена совместно с О.А. Гириной). В ходе извержения на экосистемы острова воздействовали пирокластические потоки и сопровождающие их пирокластические волны, лахары, лавовые потоки и пеплопад. Наиболее масштабно и уничтожающе воздействовали раскаленные пирокластические потоки. Крутизна склонов конуса (более  $30^\circ$ ) способствовала тому, что потоки двигались с большой скоростью. Отложения их приурочены главным образом к подножиям вулкана. Судя по снимку теплового излучения поверхности острова ASTER TIR (рис. 4), отложения перекрыли главным образом западную половину конуса, включая секторы на северном, северо-восточном и южном склонах, местами заметно внедрившись в море.

Мощные (толщина, по-видимому, несколько метров) высокотемпературные отложения покрыли территорию около 13–15 км<sup>2</sup>. Отложения на побережье в конце июня 2009 г. интенсивно парили. Толщи отложений пирокластических потоков предыдущих извержений оставались горячими многие годы (Горшков, 1967).

Пирокластические потоки с сопровождающими их пирокластическими волнами, а также отложения тефры превратили конус вулкана в вулканическую пустыню. Потоки проходили по руслам, оставляя многометровые отложения, а склоны бортов были покрыты относительно маломощными (доли метра) отложениями пирокластических волн. Для волн характерна высокая скорость (десятки метров в секунду), температура (до нескольких сотен градусов) и обогащенность песчаным материалом. Мощный (возможно, неоднократный) термический и механический удар, а также химическое отравление и частичное погребение горячим материалом привели к гибели зарослей ольхового стланика на склонах вулкана. В результате на юго-восточном склоне граница контакта между шлаковой пустыней конуса и покрытыми растительностью склонами снизилась на 150–200 м по вертикали и проходит сейчас на высоте около 400 м.

Пирокластические потоки и волны привели к катастрофическому таянию мощных снежников. На склонах вулкана к началу извержения находились миллионы кубометров плотного снега и фирна, таяние которых повлекло образование лахаров (вулканогенных селей). На фото (рис. 1) видно, как пирокластический поток, проходя по снежнику, вызывает мощное испарение воды, и клубящаяся над потоком туча становится белой, в отличие от темных туч других потоков, спускающихся одновременно по другим склонам. Лахары хорошо видны на юго-восточном склоне; крупнейший из них имеет длину видимой части более 4 км. Он прошел по руслу сухого ручья, сметая грязевой массой растительность по бортам русла, в пределах ширины русла 50–60 м.

Лавовые потоки занимают площадь около 0,8 км<sup>2</sup>. Потоки погребли раскаленной массой растительность на склонах и, по наблюдениям очевидцев с морского судна, выжигали ее на контакте с потоком. Поздней осенью, когда большая часть острова была покрыта свежим снегом, горячие поверхности потоков выделялись отсутствием снега (изображение с ИСЗ IKONOS от 7 ноября 2009 г.). Снимки ASTER TIR, выполненные летом 2009 г. — зимой 2009–2010 гг., показали положение этих потоков и их состояние: долгоживущие термоаномалии четко проявлялись на всех снимках.

Мощность отложений тефры на острове относительно невелика — от 1–2 см в юго-восточной низменной части до 5 см на юго-восточном скло-

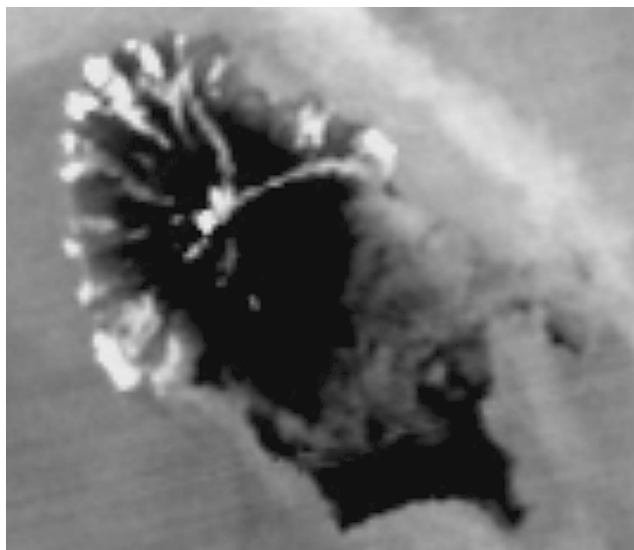


Рис. 4. Снимок теплового излучения поверхности острова по данным ASTER TIR от 10 октября 2009 г. Светлые участки — зоны повышенной температуры.

не вулкана на высоте 600 м. Поскольку эруптивные столбы достигали значительной высоты (до 16,5 км), основная часть тефры, вероятно, выпала в море, а тонкая тефра разносилась далеко за пределы острова и была отмечена на ряде Курильских о-вов, Сахалине, Аляске.

На спутниковых изображениях, выполненных в августе–ноябре 2009 г., видно, что очень значительно изменилось состояние береговой линии. Это произошло за счет размывания свежееотложенных вулканитов. На изображении ИСЗ QuickBird от 22 сентября 2009 г. видны мощные выносы в море (на расстояние до 3 км от берега) размываемых вулканитов, которые течением выносятся к востоку от острова. На снимке ИСЗ IKONOS от 8 октября 2009 г., видно, что за 100 дней после ситуации, отраженной на снимке ИСЗ ASTER/Terra от 30 июня 2009 г. на северо-восточном побережье произошло сглаживание формы берега; линия побережья, получившая из-за многочисленных конусов выноса фестончатый характер, приобрела более плавные очертания. Промежутки между “фестонами” заполнились материалом, вынесенным сверху по склону и/или свежими вулканитами, размывыми и переотложенными морем. В ноябре за счет аккумуляции вулканитов побережье уже представляет собой плавную линию, без каких-либо выступов. На фото ИСЗ WorldView от 20 ноября 2009 г. виден покрытый снегом остров, однако на побережье выделяются бесснежные участки пирокластических отложений, которые, очевидно, остаются еще горячими. Таковыми они были и в конце зимы (фото ИСЗ WorldView-2 от 29 марта 2010 г.).

Извержение существенно изменило рельеф склонов вулкана и характер береговой линии, увеличив площадь острова. В целом раскаленные пирокластические потоки и волны, а также лавовые потоки уничтожили растительность в пределах около 25 км<sup>2</sup>. За последнее столетие это одно из крупнейших извержений на Курильских о-вах, и по площади поражения экосистем (в пределах 25–30 км<sup>2</sup>) оно превосходит (или сопоставимо) крупные извержения Курильских вулканов Севергина (1933 г.), Алайд (1972, 1981 гг.), Тятя (1973 г.) (Гришин, 2003, Гришин и др., 2009). Восстановление растительности до состояния, существовавшего до извержения, потребует от нескольких десятилетий до нескольких столетий для разных типов субстратов и разных высотных поясов.

Исследование поддержано РФФИ (грант № 10-05-01015). Благодарю за фото района извер-

жения участников экспедиций 2009 г. Ю.Б. Артюхина, Е.М. Верещагу, И.В. Витер, Н.Г. Разжигаяеву. Плодотворное обсуждение состоялось с вулканологом О.А. Гириной.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Гришин С.Ю. Крупнейшие вулканические извержения XX столетия на Камчатке и Курильских островах и их влияние на растительность // Изв. РГО. 2003. № 3. С. 19–28.

Гришин С.Ю., Яковлева А.Н., Шляхов С.А. Воздействие извержения вулкана Алайд (Курильские острова) в 1972 г. на экосистемы // Вулканол. и сейсмол. 2009. № 4. С. 30–43.

Левин Б.В., Рыбин А.В., Разжигаяева Н.Г. и др. Комплексная экспедиция “Вулкан Сарычева-2009” // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 6. С. 98–104.

## The Environmental Impact of a Powerful Eruption of Sarychev Peak Volcano (Kuril Islands, 2009) According to Satellite Imagery

S. Yu. Grishin

*Institute of Biology and Soil Science, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok*

The very strong eruption of Peak Sarychev volcano (Matua Island, central Kuriles) in June 2009 is examined. According to analysis of remote sensing data (photos from space) and ground observations, carried out in summer 2009; it is described the nature of eruption and catastrophic impact on ecosystems of the island.

**Keywords:** eruption, pyroclastic flows, lava flows, vegetation, catastrophe, succession, Peak Sarycheva, Matua Island, Kuril Islands