

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНФОРМАЦИИ
РЛСБО ИСЗ "СІС-1"
ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ЧЕРНОГО И
АЗОВСКОГО МОРЕЙ**

В.В. Малиновский*, В.В. Пустовойтенко*,
В.Н. Кудрявцев**

*ДВС-ЛТД

335000 г. Севастополь, ул. Капитанская, 4

**Морской гидрофизический институт
НАН Украины

335000 г. Севастополь, ул. Капитанская, 4

Радиолокационные (РЛ) методы изучения океана в настоящее время приобретают все более прикладной характер. В основе этого лежат теоретические и экспериментальные исследования, связанные с изучением процессов, происходящих как на морской поверхности, так и в атмосферном погранслое, "ответственных" за формирование рассеянного РЛ сигнала [1-6]. Исследования последних лет позволили, в частности, интерпретировать проявления в РЛ изображениях океанических температурных фронтов [7,8], особенности поля ветра, возникающие в прибрежных зонах [1, 11].

С целью дальнейшего развития методов анализа спутниковых РЛ данных и контроля окружающей среды в период с февраля по ноябрь 1996 г. проводился РЛ мониторинг Азово-Черноморского бассейна, основанный на информации радиолокатора бокового обзора (РЛСБО) ИСЗ "Сіс-1". РЛСБО, работал на длине волны $\lambda_{рл}=3$ см при вертикальной (VV) поляризации излучения/приема сигнала. При высоте полета 650 км станция позволяла наблюдать морскую поверхность в полосе, перпендикулярной трассе полета, шириной около 450 км с пространственным разрешением $\sim(1.5 \times 2.5)$ км².

Методика обработки информации.
В результате предварительной обработки РЛ информации исходные данные по методике [9] пересчитывались в удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР) σ° , зависящую от физических характеристик морской поверхности. При вертикальной поляризации зондирующего сигнала σ° представляется в виде [10]:

$$\sigma^\circ = 16 \cdot \pi \cdot k^4 \cdot |\epsilon|^2 \cdot \sin^4 \psi \cdot B^2(\epsilon, \psi) \cdot S(\kappa_0) \quad (1)$$

где $k=2 \cdot \pi / \lambda_{рл}$ - волновое число радиоволны, ϵ - комплексная диэлектрическая проницаемость морской воды, $S(\kappa_0)$ - спектральная плотность морских волн в области резонансных морских чисел, $\kappa_0=2 \cdot \pi / \Lambda_0$ - волновое число резонансной морской волны; $\Lambda_0=\lambda / 2 \cdot \cos \psi$ - длина поверхностной волны, удовлетворяющей условию пространственного резонанса; ψ - угол скольжения, отсчитываемый от горизонтальной плоскости; $B^2(\epsilon, \psi)$ - "угломестный" множитель:

$$B^2(\epsilon, \psi) = 1 / [(1 + \eta_1 \cdot \sin \psi)^2 + (\eta_2 \cdot \sin \psi)^2]^2, \\ \eta_1 \cdot \cos \psi + \eta_2 = \epsilon^{1/2}.$$

Для пересчета σ° в величины скорости ветра W использовалась эмпирическая зависимость [9],

$$\sigma^\circ = 0.00578 \cdot W^{1.167}$$

позволившая определять пространственные характеристики ветрового поля в полосе обзора РЛСБО.

Спутниковая РЛ информация обеспечивалась синхронными стандартными метеорологическими наблюдениями, транслируемыми международными региональными радиоцентрами в "Коде передачи данных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских наблюдательных станций КН-01 (форма FM 12-VII SYNOP и FM 13-VII SHIP)". Принимаемая метеоинформация содержала: координаты

наблюдательной станции; скорость и направление ветра; температуру воздуха; атмосферное давление, приведенное к среднему уровню моря.

Прием РЛ изображений Черного моря с ИСЗ "Сич-1" сопровождался также приемом данных, передаваемых ИСЗ NOAA в режиме HRPT по каналу 1.7 ГГц. В результате обработки информации AVHRR определялась радиационная температура морской поверхности с точностью $0,1^{\circ}\text{K}$ и рассчитывалась абсолютная температура с точностью не хуже $0,5^{\circ}\text{C}$.

Наблюдения температурных фронтов. Как видно из (1) при фиксированных k и ψ влияние фронтального раздела на σ° может осуществляться только через вариации спектральной плотности береговой ряби $S(k_0)$. Вид $S(k_0)$ предложен в работе [2]:

$$S(k_0, \varphi) \approx u_* (1 - 10^2 v_* \omega_b / u_*^2)^{0.5} ch^{-2}(0.7(\varphi - \varphi_w)) \quad (2)$$

где ω_b - частота "брегговской" ряби, φ - направление волнового вектора, φ_w - направление ветра, u_* - динамическая скорость в приводном погранслое. Формула (2) выписана с точностью до размерной константы пропорциональности.

Изменения $S(k_0, \varphi)$ над температурным фронтом определяются вариациями атмосферного погранслоя (АПС), зависящими от геострофического ветра, разности температур воды и воздуха [1].

На рис.1 приведен фрагмент РЛ изображения Западной части Черного моря за 03.02.96 (ИСЗ СИЧ-1, виток 2293, 01:46 МСК) совместно с полем поверхностной температуры, восстановленным по ИК изображению ИСЗ NOAA (14:35 Мск 02.02.96). Главной особенностью поля температуры моря

является холодный фронт, простирающийся вдоль побережья Черного моря. Перепад температуры через фронт равен $\sim 5,5^{\circ}\text{C}$. Происхождение этого фронта связано с адвекцией холодных вод, образующихся в результате выхолаживания мелководной северо-западной части моря, вдольбереговым течением.

Метеорологическая обстановка на момент съемки характеризовалась малоградиентным полем атмосферного давления, при котором над обозреваемой акваторией дул западный ветер со средней скоростью 6-8 м/с. На ИК изображении обращают на себя внимание облачные поля, которые имеют резко очерченную границу, приблизительно параллельную береговой черте. Происхождение этой границы, по-видимому, связано с развитием теплого конвективного погранслоя при набегании на относительно теплое море холодного воздуха с земли.

Основной особенностью РЛ изображения является прибрежная темная область. Граница этой области совпадает с положением температурного фронта, который показан светлой линией. Поэтому, можно сделать вывод, что холодный морской фронт проявляется на РЛ изображении в виде области пониженного радиолокационного рассеяния. В наиболее выраженной области РЛ контраст фронта составляет величину ~ 3 дБ.

Физические механизмы формирования РЛ проявлений температурного фронта, описанные в [1], позволяют дать следующую интерпретацию наблюдаемого явления. Воздушный поток, набегая с "шероховатой" земли на море, на начальном этапе адаптируется под поверхность, соответствующую холодному вдольбереговому фронту. Если предположить, что температура моря здесь близка к температуре земли, то

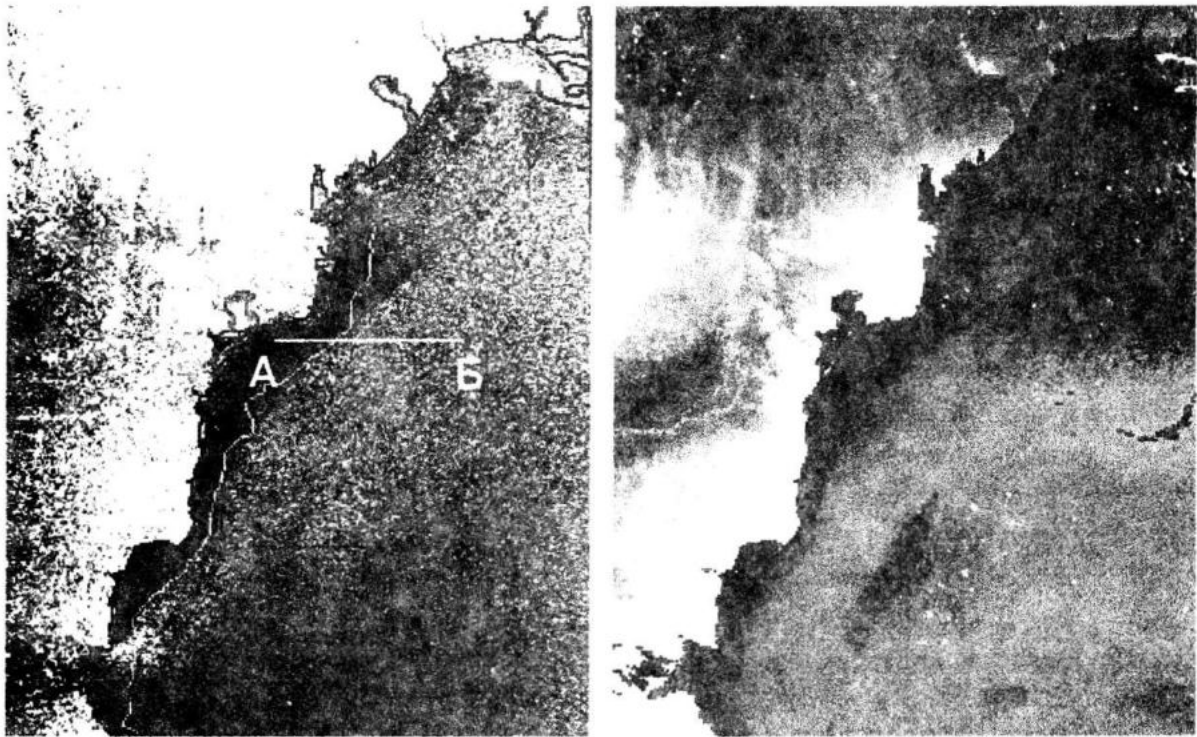


Рис.1. Радиолокационное (слева) и ИК (справа) изображения западной части Черного моря. Светлая линия на РЛ изображении соответствует температурному фронту, идентифицированному по ИК изображению.

адаптированный погранслоем - нейтрально стратифицирован. После пересечения фронтального раздела температура подстилающей поверхности атмосферного погранслоя резко увеличивается. При фиксированных параметрах верхних слоев атмосферы увеличение температуры моря (и связанное с этим формирование неустойчивой стратификации воздуха), вызывает увеличение как скорости приводного ветра, так и ветровых напряжений. Как следует из (2), последнее приводит к росту спектра брегговской ряби или увеличению обратного рассеяния радиоволн.

Для того, что бы дать интерпретацию изображений на количественном уровне, на рис.2 приведены сечения полей поверхностной температуры и РЛ сигнала вдоль разреза А-Б. Этот рисунок наглядно показывает, что в данных условиях перепад температуры 6°C вызывает РЛ контраст поверх-

ности моря 3 дБ. На левом фрагменте пунктиром показаны изменения σ° , рассчитанные для реального распределения температуры воды, скорости ветра 8 м/с и двух значениях температуры воздуха набегающего потока: $T_a=5^{\circ}\text{C}$ (атмосфера стратифицирована нейтрально) и $T_a=7^{\circ}\text{C}$ (стратификация устойчивая). При сопоставлении модельных расчетов с фактическими данными (сплошная линия на левом фрагменте рис.2), видно, что наблюдаемые проявления фронта в РЛ сигнале могут быть вполне объяснены действием механизма трансформации атмосферы над неоднородностями температуры моря.

Наблюдения поля ветра. Одной из основных задач, решаемых с помощью РЛ методов, является наблюдение особенностей ветрового поля на морских акваториях. Метеоинформация,

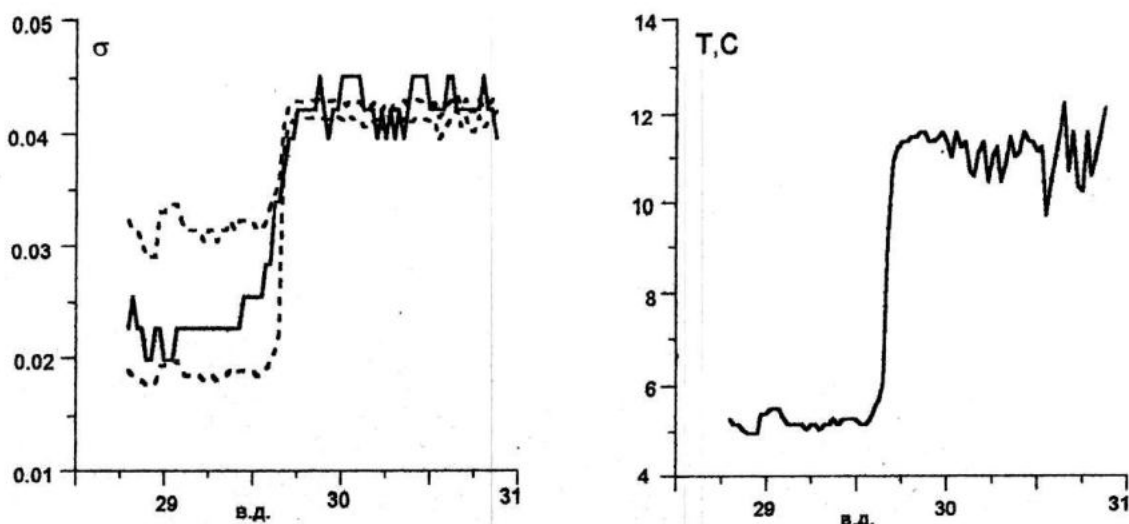


Рис.2. Пространственное распределение РЛ сигнала (слева) и поверхностной температуры (справа) вдоль разреза А - Б, показанного на рис.1. Пунктирные линии - модельные расчеты σ^o .

получаемая сетью береговых станций, позволяет, в лучшем случае, рассчитывать геострофический ветер над Черным морем на масштабе ~десятков-сотен километров. Поле ветра, восстановленное по спутниковым РЛ изображениям, имеющим пространственное разрешение $1.5 \times 2.5 \text{ км}^2$, дает возможность более детально анализировать ветровую обстановку как в прибрежных зонах, так и в открытом море.

На рис.3 приведены фрагменты РЛ изображений восточной части Черного моря, полученные 17 марта 1996 г. на витках 2930, 2937 и 20 марта 1996 г. на витке 2974. Соответствующее поле давления за 17 марта 1996 г. на 06 GMT показано на рис.4. Символы (+) соответствуют расположению наблюдательных метеостанций. Как следует из рис.4 геострофический ветер - юго-восточного направления, поле давления над Черным морем слабоградиентно. Рис.3 иллюстрирует возможность наблюдения характеристик ветровой струи (вызванной, по всей видимости, орографическими эффектами) в течение 4 суток на "подсеточном" метеорологическом масштабе. На рис.5

представлены рассчитанные по РЛ изображения значения скорости ветра вдоль струи в западном направлении и широтный разрез вдоль линии А. Ветровая струя имела протяженность до 250 км и ширину ~40-50 км. Максимальная скорость ветра наблюдалась вечером 17 марта и достигала 20 м/с.

Другой вид особенностей ветрового поля в прибрежной зоне демонстрируют рис.6 и рис.7. На рис.6а представлено РЛ изображение северо-западной части Черного моря за 7 апреля 1996 г., виток 3245. По данным метеостанций на этот срок наблюдений дул устойчивый ветер со скоростью ~10-12 м/с и направлением ~23 румба. На рис.6б приведены рассчитанные по РЛ данным величины скорости ветра вдоль разрезов А и Б. На оси абсцисс указано расстояние в км относительно береговой черты. Вдоль разреза Б средняя скорость ветра увеличивается с 11 до 15 м/с. Иной характер имеет поле ветра на разрезе А. У западного побережья Крыма наблюдается область усиления ветра (11 м/с) и его уменьшение до 9 м/с в открытом море. Отметим, что температура воздуха T_a



Рис.3. Фрагменты РЛ изображений восточной части Черного моря
а) -17.03.96, 07:33 MSK, виток 2930; б) - 17.03.96, 19:21 MSK, виток 2937; в) - 20.03.96, 07:16 MSK, виток 2974

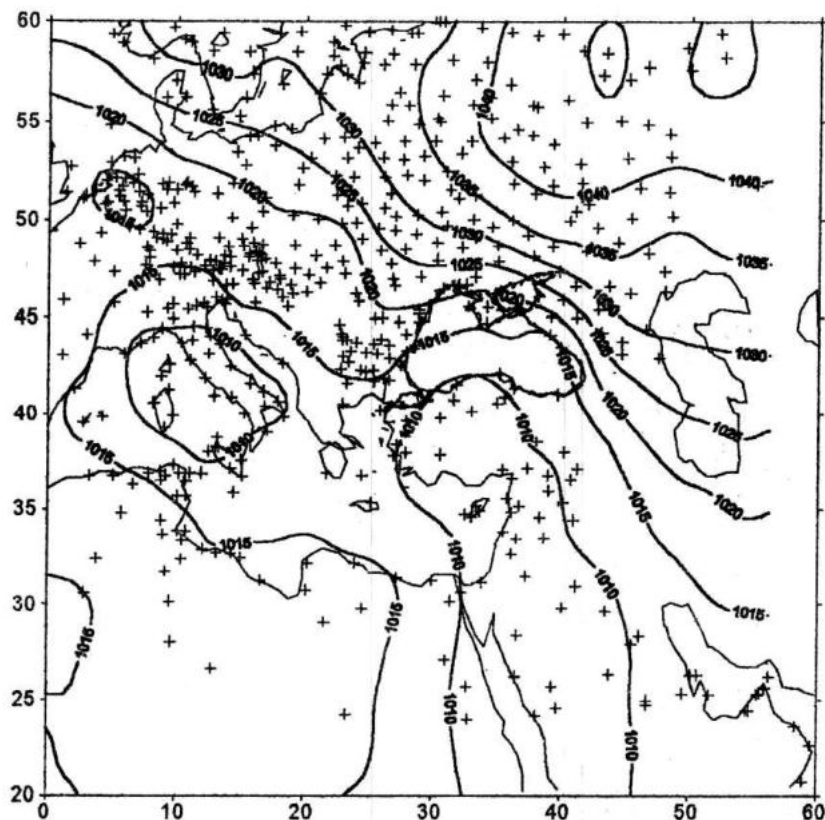


Рис.4. Поле давления за 17 марта 1996 г. на 09:00 MSK.
Символами (+) указано положение наблюдательных метеостанций.

в данном районе составляла 5°C , а температура воды T_w 9°C на разрезе А и 5°C на разрезе Б.

Изменения характеристик ветрового поля над Азовским морем иллюстрирует рис.7а, на котором приведен фрагмент РЛ изображения за 23 сентября 1996 г., виток 5734. Ветер в этом районе имел северо-восточное направление, температура воды и воздуха составляли соответственно 17 и 6°C . На рис.7б представлена рассчитанная по РЛ изображению скорость ветра вдоль указанного на рис.7а разреза. По оси абсцисс отложено расстояние от восточного берега Азовского моря. Усиление ветра в западном направлении связано с трансформацией атмосферного пограничного слоя в условиях неустойчивой стратификации. Физический механизм этого явления подробно описан в работах [1,11].

Проявление атмосферного циклона в РЛ сигнале демонстрируется на рис.8, на котором представлено изображение Черного моря за 09 сентября 1996 г., виток 5530. На изображении хорошо видна структура ветрового потока. Максимальная скорость ветра достигала 13-14 м/с.

Контроль ледовой обстановки. Выделение льда на РЛ изображениях основано на том, что регистрируемая радиолокатором σ° отличается для воды и льда. Это свойство позволяет надежно выделять, по крайней мере, границу раздела вода-лед [12]. Различия в σ° связаны, в первую очередь, с различием в их диэлектрических проницаемостях. ЭПР льда как правило больше, чем ЭПР спокойной воды. Однако, в зависимости от состояния ледяного покрова, при сильных ветрах σ° морской поверхности может существенно превышать σ° льда.

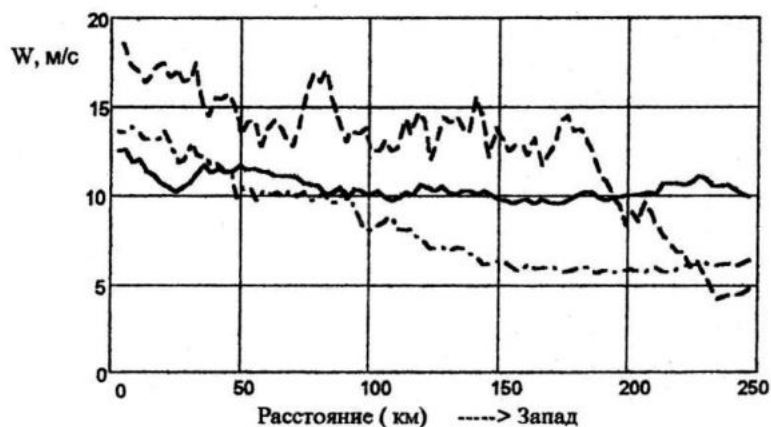
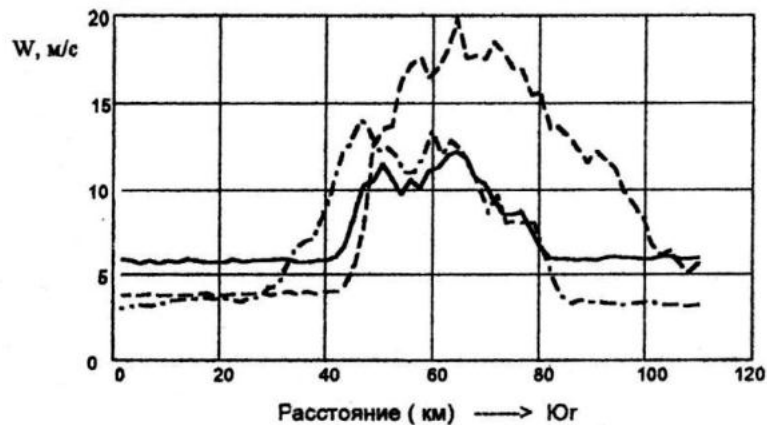


Рис.5. Рассчитанные по РЛ изображения значения скорости ветра вдоль ветровой струи (вверху) и широтный разрез А на рис.4 (внизу). Сплошная линия соответствует витку 2930, пунктирная - витку 2937, штрихпунктирная - витку 2974.

В период с февраля по май 1996 г. проводился радиолокационный мониторинг ледяного покрова в Азовском море. На рис.9 показана серия РЛ изображений, на которых граница льда указана стрелками.

Не вдаваясь в детальный анализ, отметим что по литературным данным (см. например [13], стр. 107) замерзание Азовского моря начинается с Таганрогского залива

Кромка льда постепенно распространяется на юго-запад. Освобождение поверхности моря ото льда, как правило, начинается в марте и происходит в обратном направлении. Результаты РЛ-съемки показывают, что, по крайней мере в весенний период 1996 г., процесс таяния льда был иным: граница ледового покрова смещалась с востока на запад. Лед же в районе Арабатской стрелки отмечался вплоть до 24 апреля.



Рис.6а. РЛ изображение северо-западной части Черного моря за 7 апреля 1996 г., виток 3245.

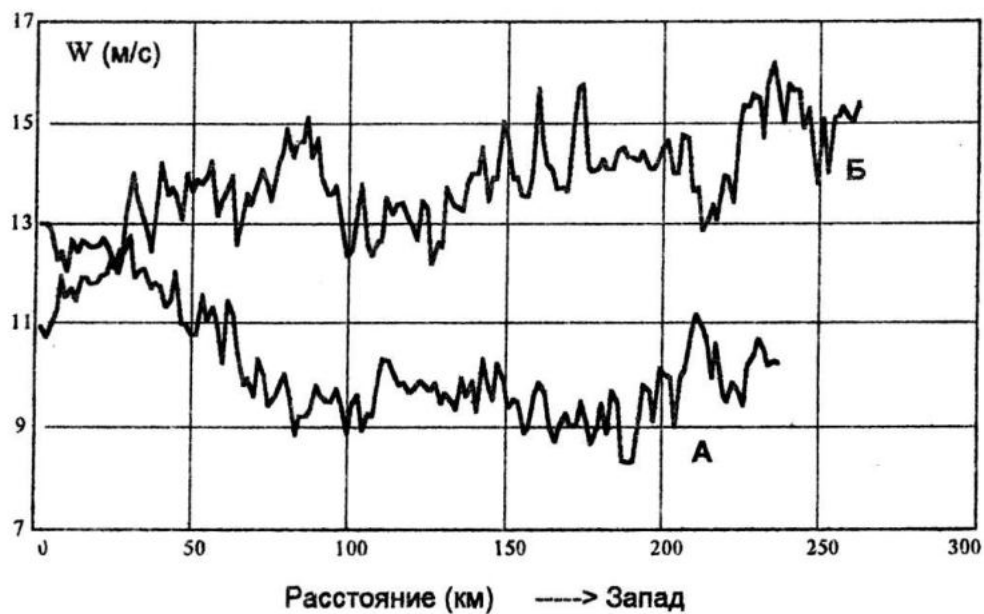


Рис.6б. Рассчитанные по РЛ сигналу величины скорости ветра для разрезов А и Б, показанных на рис.6а.

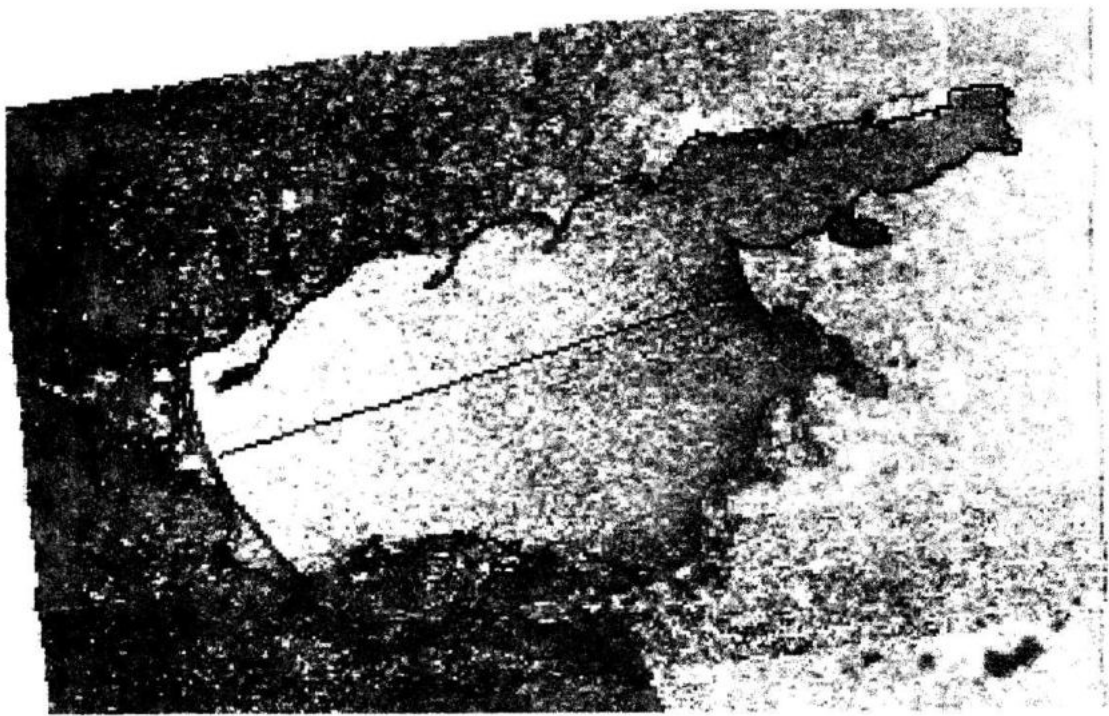


Рис.7а. Фрагмент РЛ изображения Азовского моря за 23.09.96 г., 18:24 MSK, виток 5734



Рис.7б. Рассчитанные значения скорости ветра для разреза, указанного на рис.7а

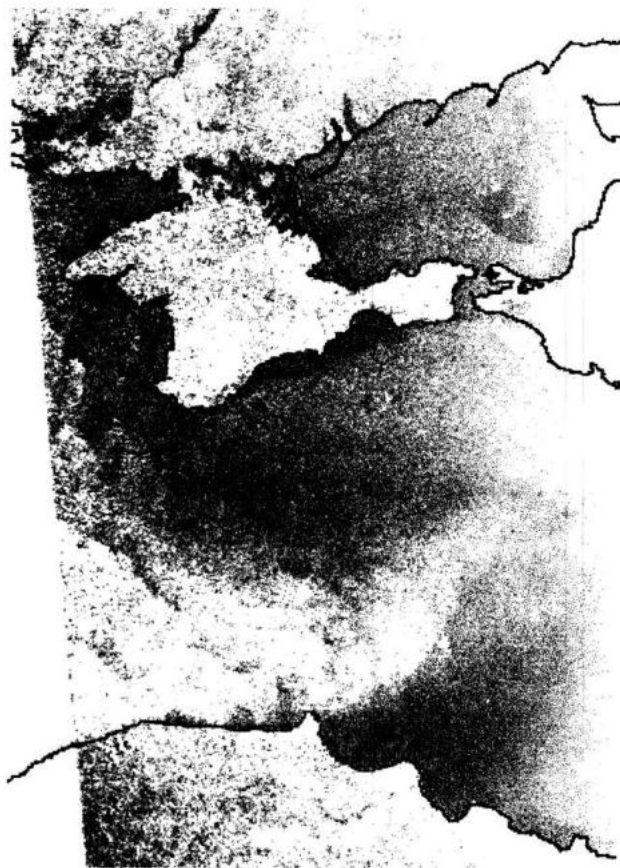


Рис.8. Отображение атмосферного циклона над Черным морем в радиолокационном сигнале 09.09.96 г., виток 5530, 22:25 MSK.

Следующее зондирование данного района с ИСЗ "Січ-1" было выполнено лишь 5 мая 1996 г. При этом лед на РЛ снимке не наблюдался.

Обращает на себя внимание темная область вдоль границ льда на изображениях за 04.04.96, 18.04.96, 21.04.96, 24.04.96 г. (витки соответственно 3194, 3406, 3443 и 3487). Это - участки холодной воды, образовавшейся в результате таяния льда.

Выводы. Использование космических радиолокационных систем позволяет проводить мониторинг водной поверхности с целью идентификации и контроля мезомасштабных явлений, аномальных атмосферных процессов, ледовой обстановки. РЛ данные явля-

ются важной дополнительной информацией, которая может использоваться в прикладных задачах. К таким задачам, в частности, относятся:

- прогноз и анализ синоптической ситуации;
- обеспечение безопасности мореплавания;
- контроль и прогноз ветровой ситуации в прибрежной зоне.

Достоинством РЛ методов является их всепогодность, т.е. возможность наблюдения морской поверхности независимо от времени суток и наличия облачности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта INTAS №96-1817

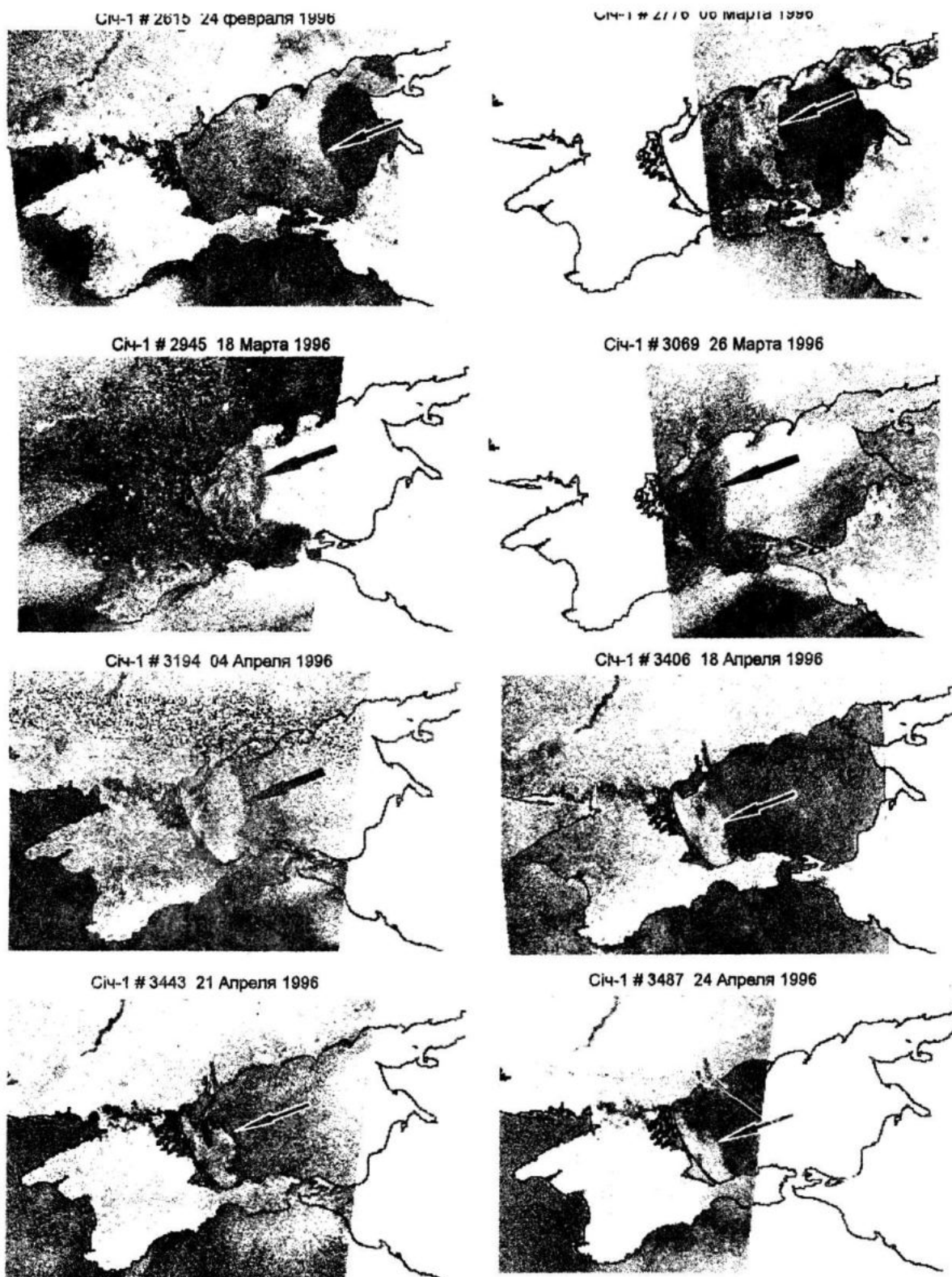


Рис.9. Мониторинг ледового покрова в Азовском море

ЛИТЕРАТУРА

1. Кудрявцев В.Н. Упрощенная модель трансформации атмосферного погранслоя над температурным фронтом моря.- *Морской гидрофиз. журн.* - 1995.- №2.- с.24-51.
2. Кудрявцев В.Н. Физическая модель спектра коротких ветровых волн.- *Морской гидрофиз. журн.*- 1996.-№2.-с.3-14.
3. Kudryavtsev, V.N., S.A.Grodsky, Dulov V.A., Malinovsky V.V., Observation of atmospheric boundary layer evolution above the Gulf Stream frontal zone.- *Boundary Layer Meteor.* -1996.-v.79.- p.51-82.
4. Beal, R.C., V.Kudryavtsev, D.Thompson, S.Grodsky, D.G.Tilley and V.Dulov, Large and small scale signatures of the ERS-1 SAR over the Gulf Stream.- *Proc. Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, Oct.1993, ESA SP-36, p.201-206.*
5. Johannessen, J.A., R.A.Shuchman, O.M.Johannessen, K.L.Davidson and D.R.Lyzenga, Synthetic aperture radar imaging of upper ocean circulation features and wind fronts.- *Journ. Geophys. Res.* -1991. - v.96.- C6.- p.10,411-10,422.
6. Weismann D.E., Tompson T.W., Legeckis R. Modulation of sea surface radar cross section by surface stress: wind speed and temperature effect across the Gulf Stream.- *J.Geoph.Res.* - 1980.- v.85.- №C9.-p. 5032-5042.
7. Grodsky, S.A., V.N.Kudryavtsev, V.V.Malinovsky, V.A.Dulov, Yu.V.Kikhai and D.M.Soloviev. Surface "roughness" of the oceanic frontal zones, with application to radar observations. - *COSPAR Colloquium Series, Elsevier Science, Oxford.*- 1997.-vol.8.- p. 210-215.
8. А.В.Родин, В.Н.Кудрявцев, В.В.Малиновский. Идентификация фронтальных разделов в океане по данным радиолокационного зондирования с ИСЗ серии "Океан": Приложение к промысловой разведке рыб. -В кн. "Дистанционные методы мониторинга промысловых районов Мирового океана".- М., ВНИРО.-1997.- с. 33-62.
9. Пустовойтенко В.В., Малиновский В.В. Некоторые особенности обработки информации спутниковой радиолокационной станции бокового обзора ИСЗ "Сич-1".- *Морской гидрофиз. журн.* - 1998.- №3.- с.70-77.
10. Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface. - *IEEE Trans. Antennas and Propag.* -1968.- v.16., № 5. - part 1: p. 554-559; - part 2: p. 560-568.
11. Kudryavtsev V., Makin V., Transformation of wind in the coastal zone,- *Scientific Report.- WR 96-04. - KNMI.*- 1996.- 57 p.
12. Калмыков А.И., Ефимов В.Б., Кавелин С.С. и др. Радиолокационная система ИСЗ "Космос-1500".- *Исслед. Земли из космоса.*- 1984.- №5.- с.84-93.
13. Суховой В.Ф. Моря мирового океана. - Л.: Гидрометеиздат. - 1986. - 287 с.