

Министерство образования и науки Российской Федерации
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

**СБОРНИК
ТРУДОВ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ**



Санкт-Петербург
2004

УДК 551.5 + 556 + 551.46 + 574

Сборник молодых ученых по гидрометеорологии – СПб.,
изд. РГГМУ, 2004. – 143 с.

ISBN 5-86813-157-6

Ответственный редактор: В.Н. Воробьев, проф. РГГМУ

Представлены материалы научных исследований молодых ученых РГГМУ по метеорологии, гидрологии, океанологии и экологии.
Сборник рассчитан на широкий круг гидрометеорологов.

372610

ISBN 5-86813-157-6

© Коллектив авторов, 2004

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2004

Российский государственный
гидрометеорологический университет

БИБЛИОТЕКА

195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

УДК 551.515.7 (47)

Р.П. Репинская, В.В. Балыкин

ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТРАНСФОРМАЦИИ КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ПЕРИОД БЛОКИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НАД ЕВРОПОЙ В ОКТЯБРЕ 1987 г.

1. Исследование таких крупномасштабных устойчивых циркуляционных режимов в атмосфере, как блокирование, являющееся основной причиной значительных аномалий погоды в пределах от недели до сезона, представляет большой теоретический и практический интерес для долгосрочного прогнозирования погоды и мониторинга климата. В самом деле, с блокированием зональной циркуляции связаны такие опасные явления погоды, как засухи и суховеи, холодные и малоснежные зимы, теплые и сухие осенние периоды, весенние возвраты холодов и т.д. Поэтому проблема блокирования широко рассматривалась многими авторами как в рамках макросиноптического [3, 4, 7, 12, 16], так и гидродинамического [2, 5, 8, 10, 11, 14, 15, 17] подходов. Важно подчеркнуть, что в периоды блокирования модельная предсказуемость погоды может существенно превышать детерминированную предсказуемость.

2. Из результатов моделирования крупных атмосферных процессов с помощью маломодовых баротропных моделей следует [8, 10], что в обобщенном пространстве внешних параметров (волновое возбуждение и высота рельефа) и координат фазового пространства при одних значениях параметров имеется одно, а при других – несколько состояний равновесия, из которых два устойчивы. Это означает, что вследствие нелинейного взаимодействия зонального потока с волновыми модами и под влиянием орографии поток может перейти в одно из состояний равновесия: либо характеризующееся мощным зональным потоком и слабой волновой компонентой, либо близкое к резонансу с большой амплитудой блокирующей волны. При этом бифуркации потока с образованием неединственности состояний равновесия проявляются как внезапные скачки амплитуд спектральных мод модели при медленном изменении вихревого и/или орографи-

ческого возбуждения. Роль триггера при установлении неединственности состояний равновесия играет орография. Если в блокирующем потоке разность фаз вынужденной и вынуждающих мод мала, то амплитуда отклика велика.

Данные экспериментов с моделями ОЦА [14,17], представленные рядами по собственным значениям оператора ковариаций, показали, что для зимних условий обнаруживаются два типа циркуляции – один с преобладающим зональным потоком, другой с более выраженным меридиональным переносом.

Характерными особенностями блокингов являются [2] географически локализованное расположение; эквивалентно-баротропная вертикальная структура; значительная компенсация возбуждающих сил за счет нестационарных компонент диссипацией [15]. Устойчивость режима с блокингом в значительной степени связана с его самоподдержанием благодаря сбалансированности обмена энергией между блокингом и зональным потоком, компенсацией диссипации адвекцией тепла в систему и подавлением вихревой активности в окружении [6].

Моделирование ОЦА показывает [5], что блокирование может осуществляться исключительно за счет внутренней нелинейной динамики, т.е. без внешнего случайного воздействия.

Исследования особенностей формирования и эволюции длительных аномалий с точки зрения возможных сценариев развития детерминированного хаоса в системе макромасштабной циркуляции, моделируемой с помощью квазисоленоидальной модели горизонтально-бароклинной атмосферы, показали [1], что блокирование представляет собой ламинарную фазу перемежаемости типа стационарное состояние – хаос. При этом перемежающийся хаос представляет собой динамический режим, при котором ламинарное движение, соответствующее почти регулярной динамике [1, 2], чередуется по времени с вспышками хаотических турбулентных колебаний. С этих позиций можно объяснить возникновение всевозможных блокингов, в том числе и наиболее крупных географически локализованных и часто повторяющихся и длительных аномалий [11].

Согласно [10], процесс блокирования есть часть некоторого глобального режима циркуляции. Подтверждением этого является работа [12], где обнаружены связи между распределениями аномалий среднемесячного геопотенциала H_{500} в различных районах по-

лушария в зимний период с блокингами в Северной Америке. Распределение аномалий H_{500} вне тропиков, подобное наблюдаемой телеконнекции, было получено и в решениях моделей ОЦА с крупномасштабным орографическим и термическим вынужденном в тропиках. В таких моделях при определенных соотношениях пространственных характеристик орографического и термического вынуждения удастся воспроизвести начальную стадию блокирования [12].

Если блокинг стилизовать как изолированное стационарное эквивалентно-баротропное решение уравнений бароклининой модели, то в первом приближении его структуру и устойчивость можно изучить с помощью уравнений, описывающих динамику баротропной атмосферы [2]. В качестве примера в [2] приводится устойчивая блокирующая структура, сформированная при моделировании январской циркуляции моделью ОЦА на 130-й день модельного времени над северо-востоком Тихого океана. Поскольку в модели фиксировались внешние форсинги (температура поверхности океана, граница паковых льдов и склонение Солнца), то порожденный блокинг является внутренним эквивалентно-баротропным решением модели, что в подтверждает вывод Лау [5]. При этом выполнялись предположения о сильной компенсации диссипации и вынуждающих сил [2].

Итак, опыт моделирования ОЦА показывает, что блокинг может быть как локальным, так и глобальным явлением. Каждый процесс блокирования определяется комплексом многих факторов (амплитуда и устойчивость блокирующей волны, географическая локализация и его пространственные масштабы блокинга, мощность внешних воздействий, скорость энергетических превращений в цепочке Лоренца и др.). Так, жаркую и сухую погоду в летние месяцы на большей части ЕТР определяют два крупномасштабных меридиональных процесса – с центральным или восточным расположением гребня [3], а в период 1949–1979 гг. ~56% блокингов в Северном полушарии приходилось на Европейский сектор, при этом максимумы и минимумы их годового числа наблюдались примерно через 11 лет.

В [13] проведен энергетический анализ с целью распознавания сходства между моделируемыми и наблюдаемыми летними и зимними блокингами в Северном полушарии. Расчет проводился по схеме Солцмена. Рассчитывалось спектральное распределение кинетической (E_k) и потенциальной (E_p) энергий, трансформаций и пре-

вращений энергии для разных этапов развития блокингов от земли до 50 гПа для волн с волновыми числами $n = 1 - 10$. Оказалось, что E_k планетарных волн ($n = 1 - 3$) больше изменяется в периоды развития и зрелости блокинга, чем в период разрушения; большой поток E_k к волнам с $n = 1 - 3$ от длинных волн ($n = 4 - 6$) наиболее сильно выражен в стадиях формирования и зрелости зимнего блокинга; в этих стадиях имеет место передача E_k к волнам с $n = 1 - 3$ от длинных и синоптических волн ($n = 8 - 10$), внутри которых передача энергии от волн с $n = 4 - 6$ наиболее существенна; в период летнего блокинга E_k у планетарных волн уменьшается, а у длинных увеличивается, т.е. подтверждается факт разукрупнения барических систем в теплое полугодие. Летняя модель блокирования отражает преобладающую роль бароклинного превращения над межволновым взаимодействием, а зимняя модель сильно зависит от взаимодействия между волнами планетарного и крупного масштабов, поддерживающих E_k планетарных волн.

3. В данной работе проводится анализ результатов расчета трансформации (T_c) кинетической энергии E_k в октябре 1987 г. над Северным полушарием, когда наблюдалось блокирование над Восточной и Центральной Европой, а также проводится сравнение значений T_c с ее средними значениями, полученными для октября за 26 лет (1962 - 1988 гг.).

Особенности блокирования, эволюции и перемещения антициклонов в Атлантико-Европейском секторе в октябре 1987 г. рассматривались в [4, 6, 7], где дан анализ крупной аномалии поля массы над Восточной и Центральной Европой, которая на высотах характеризовалась мощным устойчивым гребнем и стационарным антициклоном у земли и сопровождалась засухой. В качестве критерия начала блокирования использовалось определение [16], согласно которому при бифуркации зональный поток расщепляется на две ветви почти равной интенсивности; эта система должна простираться минимум до 45° по долготе; в области бифуркации зональное течение должно резко переходить в меридиональное; такая структура потока должна сохраняться не менее 10 дней.

Периоды развития процесса блокирования в октябре 1987 г. определены в [4]: 1 - 5 октября формировался блокирующий гребень (возникший над Атлантикой гребень, усиливаясь, перемещался на восток и его ось проходила от побережья Африки через Апенни-

ны на Кольский п-ов); 7 – 12 октября над центром ЕТР преобладал высокий антициклон; 13 – 18 октября формировался блокирующий антициклон (ставший баротропным), а гребень занял крайнее восточное положение (его ось проходила между 50 – 55° в.д.); 20 – 25 октября система, достигнув зрелого состояния, регенерировала и смещалась на запад; 27 – 30 октября наблюдалась дипольная структура с антициклоном в северных и циклоном в южных широтах.

В [6] проведен анализ компонент энергетического цикла Лоренца для октября 1987 г. Обнаружено, что экстремально развитый блокинг повлиял на характер сезонной перестройки циркуляции атмосферы, способствуя сохранению существующей циркуляции в области блокинга и ускорению перестройки вне его. При этом в период формирования и развития блокинга E_k превышала ее среднее климатическое значение, доступная потенциальная энергия E_p была значительно меньше климатической (что было связано с большой скоростью перехода E_p в E_k), зональные компоненты энергии изменялись мало при существенном росте вихревых компонент. При развитии блокинга вихревая энергия стабилизировалась (за счет подавления вихрей вне области блокинга), а зональная росла. Увеличение обмена энергией между вихрями и зональным потоком в области блокинга сопровождалось уменьшением обмена вне его. В блокинге энергетические переходы, связанные с бароклинными и баротропными процессами, были сбалансированы, что способствовало устойчивости данного режима.

Расчет спектральных характеристик трансформации E_k проводился нами по методу [9], в котором в качестве исходного служит уравнение баланса энергии турбулентности $dE_\phi/dt = Tr - B_\phi + A_\phi$, где E_ϕ – средняя кинетическая энергия флуктуационного движения, Tr – трансформация кинетической энергии среднего движения в энергию флуктуационного движения вследствие неустойчивости среднего движения, B_ϕ – диссипация флуктуационного движения, осредненная по гармоникам. Если пренебречь вертикальной составляющей вектора скорости, а составляющие скорости ветра представить рядом Фурье по кругу широты, то названное уравнение приобретает следующий вид:

$$-Tr = \langle U'U' \rangle \partial \langle U \rangle / \partial x + \langle U'V' \rangle \partial \langle U \rangle / \partial y + \langle V'U' \rangle \partial \langle V \rangle / \partial x + \\ + \langle V'V' \rangle \partial \langle V \rangle / \partial y.$$

Здесь x, y – координаты; U и V' – компоненты вектора скорости ветра, а U', V – их флуктуации; угловые скобки указывают на осреднение по гармоникам.

Окончательное выражение для расчета значений Tg кинетической энергии дано в [9]. Результаты расчета Tg представлены в таблице по трем широтным поясам (полярному – $\langle p = 85^\circ - 65^\circ$, умеренному – $\langle p = 65^\circ - 35^\circ$ и субтропическому – $\langle p = 35^\circ - 20^\circ$ с.ш.) на поверхностях 1000, 850, 700, 500, 200 гПа для волн с $n = 1$ т 5. Среднемесячные значения Tg кинетической энергии для октября 1987 г. обозначены символом $\langle Tg \rangle$ (в таблице они даны курсивом), а ее средние значения для октября за 26 лет – символом $\{ Tg \}$ (см. значения после точки с запятой). Из анализа результатов расчетов вытекают следующие выводы.

1) На всех изобарических поверхностях и у всех рассматриваемых волн отмечается заметное отличие значений $\langle Tg \rangle$ от значений $\{ Tg \}$. Значения $\langle Tg \rangle$ в октябре 1987 г. превосходят в 10т 100 раз средние многолетние значения $\{ Tg \}$;

2) В среднем по пяти поверхностям и по трем широтным поясам наибольшие оценки $\langle Tg \rangle$ и $\{ Tg \}$ наблюдаются у планетарных волн. Максимумы в основном отмечаются в полярном поясе. Волны с $n = 1 - 3$ передают энергию зональному потоку ($n = 0$) и волнам меньшего масштаба, т.е. реализуются процессы с отрицательной вязкостью и диффузионные процессы;

3) Значения $\langle Tg \rangle$ и $\{ Tg \}$ у волн с $n = 4$ и 5 меньше, чем у планетарных волн. Однако значения $\langle Tg \rangle$ на этом участке спектра существенно большие, чем значения $\{ Tg \}$. Волны с $n = 4$ и 5 снабжают энергией волны большего масштаба и поддерживают более мелкие возмущения;

4) По многолетним данным на всех изобарических поверхностях отмечается преобладающая роль трансформационных процессов в полярном поясе. Здесь при сопоставлении с двумя другими широтными поясами значения трансформации оказываются особенно большими у планетарных волн. Однако в октябре 1987 г. не только в полярном, но в умеренном и субтропическом поясах наблюдаются намного большие значения трансформации по сравнению со средними значениями за 26 лет. Иными словами, эволюция блокирующего процесса над Центральной и Восточной Европой находит отклик во всех широтных зонах полушария.

Таблица

Среднемесячные значения трансформации кинетической энергии $\langle Tr \rangle$ и $\{Tr\}$ на уровнях 1000, 850, 700, 500, 200 гПа по трем широтным зонам для октября

n	Давление, гПа	$\langle Tr \rangle, \{Tr\} \times 10^2 (m^2 c^3)$		
		$(p = 85^\circ - 65^\circ)$	$(p = 65^\circ - 35^\circ)$	$(p = 35^\circ - 20^\circ)$
1	1000	252.2; -46.5	5.9; -0.8	-0.7; -0.1
	850	173864.0; 3611.8	1560.2; -15.2	-264.4; -37.5
	700	-63.8; 2.6	10.9; 0.5	-0.6; 0.0
	500	989.0; 5.6	-3.5; 2.9	-1.2; 0.2
	200	-254.4; -15.3	-22.8; 2.2	-1.8; 0.2
2	1000	-122.7; -42.5	-12.5; -0.7	-0.3; -0.1
	850	-22143.4; -401.2	-7897.8; -78.4	-224.5; -42.2
	700	26.4; 3.0	-24.3; -0.6	-0.5; 0.0
	500	-233.4; 15.7	-35.0; -0.1	-1.5; 0.2
	200	70.5; 1.4	-32.9; 0.4	-10.4; -0.1
3	1000	72.8; -4.2	1.6; -0.4	-0.1; 0.0
	850	36245.0; -6307.6	986.8; -88.7	-34.4; -6.4
	700	53.1; 2.5	-0.4; 0.0	0.8; 0.0
	500	12.2; 10.3	-16.6; -0.1	0.4; 0.4
	200	54.4; 0.9	-1.4; 1.0	0.9; 0.4
4	1000	58.8; -2.4	-5.6; -0.9	-0.2; 0.0
	850	20860.0; 3598.2	-3081.0; -23.2	-112.0; 4.4
	700	10.6; 0.0	-0.3; -0.2	0.9; 0.0
	500	21.8; -1.4	-4.4; -0.7	-0.2; 0.3
	200	14.6; -0.5	-12.3; -0.5	1.3; 0.3
5	1000	16.2; -1.5	-7.2; -1.2	-0.2; 0.0
	850	7348.4; 5300.7	-3287.0; -19.1	102.0; 13.6
	700	17.5; 0.3	-6.3; -0.3	0.4; 0.0
	500	23.5; 0.7	-1.8; -0.5	1.4; 0.0
	200	-2.1; -0.2	-6.6; -0.4	3.6; 0.0

Итак, процесс блокирования циклонической циркуляции над Центральной и Восточной Европой в октябре 1987 г. представлял собой глобальное явление. Его развитие было связано со структурой полушарной циркуляции и статической устойчивостью атмосферы [6]. В период блокирования в слое 1000 т 200 гПа в умеренных и особенно в полярных широтах, а также и в субтропиках (см, уровень 850 гПа) наблюдались намного большие значения $\langle Tr \rangle$ по сравнению с ее среднемноголетними величинами $\{Tr\}$. Особенно сильно возросли (в 10 – 100 раз) оценки $\langle Tr \rangle$ в области планетарных волн. При этом на всем полушарии максимальные значения $\langle Tr \rangle$ имели место на уровне 850 гПа. Эти результаты указывают на

то, что особая роль в формировании крупных пространственно-временных аномалий в полях массы в нижней и средней тропосфере принадлежит устойчивым планетарным волнам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекряев Р.В. Перемежающийся хаос и режимы крупномасштабной циркуляции атмосферы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1995, т. 31. № 4, с. 477 – 487.
2. Дымников В.П., Филатов А.Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. Л., Гидрометеиздат, 1990. – 236 с.
3. Кац А.Л. Необычное лето 1972 г. Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 58 с.
4. Курбаткин Г.П. и др. Анализ и моделирование экстремальной ситуации над ЕТС в октябре 1987 г. // Метеорология и гидрология. 1990. №8, с. 5 – 12.
5. Лау Н.С. Зимние метеорологические аномалии в эксперименте по длительному моделированию общей циркуляции атмосферы. В кн.: Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере. М., Мир. 1988, с. 127 – 142.
6. Никитин А.Е. Условия формирования и поддержания устойчивости блокирующей системы над Восточной Европой в октябре 1987г.// Метеорология и гидрология, 1992. № 7, с. 35 – 43.
7. Павловская Л.А. Об особенностях блокирования зональной циркуляции в октябре 1987 г. в Атлантико-Европейском секторе // Метеорология и гидрология. 1990. № 8, с. 14 – 19.
8. Челлен Э. Механизмы бифуркации и блокирующие ситуации в атмосфере. В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. М.: Мир, 1987, с. 240 – 271.
9. Юдин М.И., Гусева И.П., Голод М.П. Спектральные характеристики трансформации кинетической энергии в атмосфере // Труды ГГО. 1974. Вып. 298. С. 3 – 14.
10. Charney J.G., De Vore J.G. Multiple flow equilibrium in the atmosphere and blocking // J. Am. Sci., 1979. P. 1205 – 1216.
11. Dole R.M. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation // Large scale dynamical Press, 1983. PP. 63 – 75.
12. Karoly D.J. Atmospheric teleconnections forced planetary waves and blocking // Austral. Meteorol. Mag., 1983. Vol. 31. № 1. P. 50 – 56.
13. Kung E., Baker W. Spectral Energetics of the Observed and Simulated Northern Hemisphere General Circulation during Blocking Episodes // J. Atm. Sci., 1986. Vol. 43. № 23. P. 2792 – 2812.
14. Lau N.C. A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15 – year simulation with a GFDL general circulation model // Mon. Wea. Rev., 1981,109. P. 2287 – 2311.
15. Legras B., Ghil M. Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability // J. Atm. Sci., 1985,43. P. 433 – 471.
16. Rex D. Blocking Action in the Middle Troposphere and it's Effect upon Region Climate // Tellus, 1950. Vol. 2. № 3. P. 420 – 435.
17. Volmer J.P., Deque M., Jarraud M. Large scale fluctuations in a long range integration of the ECMWF spectral model // Tellus, 1983, 35A. P. 173 – 188.

МИРАЖИ НА АВТОСТРАДАХ

Службой ГИБДД иногда фиксировались случаи автомобильных аварий на трассах. В солнечные летние дни машины сталкивались, задевая друг друга, и водители утверждали, что они выдерживали рядность движения и не выезжали за пределы своей полосы.

На наш взгляд, эти столкновения можно объяснить тем, что летом в солнечную погоду асфальт резко нагревается от солнечной радиации, и нередко мы можем наблюдать потоки тепла исходящие от раскаленного асфальта. Дело в том, что его отражательная способность (альbedo) меньше, чем у травяного покрова, находящегося рядом, и в результате возникает перегрев воздуха, который может приводить к боковым миражам. Усиливать этот эффект могут воздушные потоки, вызванные ветром и движением машин, а также, если вблизи трассы с одной стороны имеются высокие протяженные объекты. В данном случае потоки тепла, исходящие от асфальта, будут влиять на коэффициент преломления света и вызывать кажущееся смещение предметов (встречных машин), в результате чего и могут происходить ДТП.

Показатель преломления в воздухе можно выразить в следующем виде:

$$n = 1 + k\rho/\rho_0,$$

где $k = \text{exp.} (-8.18)$; ρ – плотность атмосферы в месте перегрева; ρ_0 – плотность атмосферы у поверхности земли при нормальных условиях:

$$P = 1010,8 \text{ гПа}; T = 273 \text{ К}; R = 287 \text{ Дж/кг К}.$$

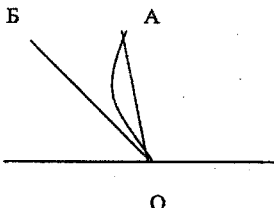
Из уравнения состояния сухого воздуха ($\rho = P/RT$) видно, что плотность зависит от температуры, а значит, и коэффициент преломления тоже зависит от температуры: $n = 1 + k P/\rho_0 RT$.

При нормальных условиях показатель преломления воздуха равен $n = 1.000280221$.

Рассчитаем n при различной температуре воздуха у асфальта, диапазон примем от 20° до 60° .

T	20	30	40	50	60	70
n	1,000261094	1,000252476	1,000244409	1,000236843	1,00022973	1,000223033

Из расчетов видно, что с повышением температуры, коэффициент преломления воздуха уменьшается, а боковой мираж обусловлен возникновением сильной боковой рефракции, т.е. при уменьшении показателя преломления воздуха происходит изменение направления распространения световых волн. В результате траектория луча представляет собой кривую, обращенную вогнутостью к земной поверхности, и удаленные предметы видны в направлении, которое будет отличаться от истинного (рисунок). Объекты располагаются в направлении касательной, проведенной от глаза наблюдателя к траектории луча.



На рисунке OA (кривая) – путь луча от наблюдателя к предмету; OA (прямая) – истинное направление на предмет; OB – направление, в котором виден предмет.

Таким образом, встречные машины будут казаться левее, чем они есть на самом деле, для всех водителей, что приведет к произвольному перемещению машин влево, т.е. расстояние между автомобилями сократится.

Для уменьшения эффекта бокового миража можно порекомендовать в странах с жарким климатом делать асфальт светлым и разделять полосы заграждениями.

УДК [551.576.2:629/783](215–13)

Н.А. Бабошина, Р.П. Репинская

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ СРЕДНЕМЕСЯЧНОГО КОЛИЧЕСТВА ОБЛАЧНОСТИ НАД ЮЖНЫМ ПОЛУШАРИЕМ ПО ДАННЫМ МИСЗ

Известно, что облака являются главным фактором изменчивости радиационного режима климатической системы Земли и, представляя собой один из ведущих компонентов в совокупности обратных связей, оказывают существенное воздействие на формирование

климата. Развитие спутниковых средств наблюдения и обработки информации, применение ЭВМ способствуют разработке более совершенных и точных методов оценки влияния эволюции облачности на климатические условия в различных регионах. В этой связи одной из важных проблем является установление закономерностей образования и моделирования климатической изменчивости характеристик глобального поля общей облачности. К наиболее типичным закономерностям изменчивости глобального облачного покрова, по данным наземных наблюдений, можно отнести следующее: наличие максимумов в средних широтах и вблизи экватора и минимумов в тропических широтах; количество облаков над океанами в среднем примерно на один балл больше, чем над сушей; годовой ход количества облаков отмечается максимумом в теплое время года и минимумом в холодное [1]. Режим облачности обуславливается, в основном, распределением потоков тепла и влаги, циркулирующей атмосферы и характером подстилающей поверхности. Облачный покров, в свою очередь, является важным фактором, определяющим географическое распределение и годовой ход климата [1], поэтому аномалии облачности могут оказывать существенное влияние на естественную изменчивость климата.

Отметим, что наземные наблюдения за облаками недостаточно репрезентативны, так как часто ограничены светлым временем суток и фрагментарны с точки зрения глобального охвата. Сказанное определяет особый интерес к климатологическому обобщению данных, накопленных за период функционирования метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ). Важным является также определение роли облачности в экстремальных климатических явлениях. Это и понятно, так как еще в 1979 г. Г.Л. Стефенс и П. Дж. Вебстер, воспроизводя «равновесный климат» на основе радиационно-конвективной модели, обнаружили [2], что изменение общего количества облаков, а также количества облаков каждого из трех ярусов вызывает различные вариации температуры у подстилающей поверхности. Иными словами, облачность оказывает определяющее влияние на изменение граничных условий на уровне Земли.

В настоящее время, несмотря на многочисленные публикации, в которых рассматриваются взаимодействие полей облачности с полями движения и температуры, а также особенности распределения количества облачности по земному шару и ее эволюция, реше-

ние названных задач еще далеко от завершения особенно применительно к Южному полушарию.

В данной работе поля среднемесячного количества общей облачности, заданные своими значениями (оценки которых получены по систематическим наблюдениям с МИСЗ за период с 1960 по 1988 гг.) в центрах равновеликих широтно-долготных боксов (их размеры вблизи экватора соответствуют ячейке $5^\circ \times 10^\circ$), были аппроксимированы (для 18 параллелей: $0^\circ - 5 (5) 85^\circ$ ю.ш.) однократными рядами по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), являющимся собственными решениями оператора пространственных ковариаций, с целью выявить информационное содержание разложений зональных полей облачности по ЭОФ, получить формы ЭОФ облачности и изучить особенности сходимости рядов разложений для различных широтных зон и сезонов года.

Анализируя полученные результаты (см. таблицу, где помещены оценки точности сходимости разложений полей облачности для некоторых параллелей), можно выделить следующие закономерности: В экваториальной зоне в опорные месяцы холодного полугодия (апрель, июль) первое естественное колебание (ЕК-1) описывает более 45% выборочной дисперсии, тогда как в теплое полугодие (январь, октябрь) на ЕК-1 приходится в 1,5 раза меньше дисперсии. Однако в теплое полугодие часть суммарной дисперсии, которую описывают ЕК-2, существенно возрастает по сравнению с холодным полугодием. То же можно сказать и об ЕК-3. Отмеченный факт свидетельствует о том, что в январе и октябре наблюдается разукрупнение тех процессов, которые доминируют зимой, и большую роль начинают играть более мелкомасштабные волновые моды. Известно, что указанные особенности наблюдаются и в барикоциркуляционных, и в термических полях, поэтому, с учетом наличия прямых и обратных связей, действующих в климатической системе, такая же закономерность прослеживается и в полях облачности, даже усредненных на месячном интервале. Аналогичные закономерности в сходимости рядов разложения облачности наблюдаются на 25° и 30° ю.ш. Однако при удалении от экватора вплоть до 60-й параллели в апреле, июле и октябре (т.е. зимой и весной Южного полушария) в целом наблюдается увеличение вклада ЕК-1. Это означает, что в указанной широтной полосе увеличивается роль и

устойчивость физических процессов, ответственных за образование наиболее крупных барико-циркуляционных систем и связанных с ними воздушных течений, формирующих наиболее мощные волновые моды облачности.

В январе имеет место несколько иная особенность широтного хода дисперсионной нагрузки ЕК. В частности, на 25-й и особенно на 30-й параллели, роль ЕК-1 существенно уменьшается. В [4] указано, что приблизительно на 27° – 38° ю.ш. наблюдается область максимальной повторяемости антициклонической циркуляции. Наибольшей интенсивности антициклоны достигают в декабре – марте. Очевидно, именно эта особенность циркуляционного режима и находит отклик в дисперсионной нагрузке ЕК-1.

Сравнивая точность сходимости рядов разложения на 60-й параллели со сходимостью в тропической зоне (см. $\varphi = 5^{\circ}, 10^{\circ}, 25^{\circ}, 30^{\circ}$), можно отметить, что здесь наблюдается резкое увеличение вклада ЕК-1. Например, в январе дисперсия, описываемая ЕК-1 на 60-ой параллели, более чем в два раза превышает значение на 30-ой параллели. Думается, что это связано с тем, что практически вдоль всей 60-й параллели наблюдается однородная подстилающая поверхность (океан) и сравнительно однородные воздушные течения с преобладанием зональной составляющей скорости переноса над меридиональной (во всяком случае, вблизи земной поверхности [4]).

На 70-й параллели дисперсионная нагрузка ЕК-1 резко уменьшается по сравнению с поясом 40° – 60° . С нашей точки зрения, указанный факт объясняется тем, что в зоне 65° – 70° наблюдается максимальная повторяемость циклонов в течение всего года [4], связанных с антарктическим фронтом, и сюда же, согласно С.П. Хромову, проникают траектории большинства циклонов, возникающих в более низких широтах Южного полушария.

К югу от 70-й параллели роль ЕК-1 вновь возрастает во все месяцы года, за исключением апреля, когда наблюдается мощная перестройка барико-циркуляционных и термических систем при переходе от теплого полугодия к холодному. На 80-й параллели резко увеличивается точность сходимости рядов разложения, что находит отражение в росте дисперсионных нагрузок ЕК-1 и ЕК-2 во все сезоны года. Если учесть, что к «метеорологическому шуму» относятся те ЕК, которые несут менее 5% выборочной дисперсии, то на

80° ю.ш. при статистическом моделировании полей облачности необходимо учитывать ЕК-1÷ЕК-3 в теплое полугодие и ЕК-1÷ЕК-5 в холодное. Возрастание дисперсионной нагрузки ЕК-1 вблизи полюса объясняется не только сходимостью меридианов к полюсу, но и однородностью подстилающей поверхности.

Отметим, что на всех параллелях существует четкая граница по дисперсионной нагрузке между ЕК-1 и ЕК-2. Данный факт позволяет утверждать, что можно корректно разделить процессы, формирующие первую волновую моду и моды синоптического масштаба. В опорные месяцы всех сезонов года и над всем полушарием существует граница между синоптическими модами и модами подсиноптического масштаба (за исключением пояса 40° – 60°, где участок спектра возмущений подсиноптического и мезометеорологического масштаба оказывается единым, т.е. граница между ЕК отсутствует в силу наблюдающейся монотонной сходимости рядов разложения).

Согласно [3], проникновение внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) в Южное полушарие летом (декабрь – февраль) достигает 8° – 13°. Поэтому в месяцы холодного полугодия в поясе 5° – 10° ю.ш. наблюдаются близкие вклады ЕК-1. Они составляют от 42,5% до 45,6% выборочной дисперсии, что в 1,5 раза меньше по сравнению со средними широтами, где ЕК-1 оказывается наиболее мощным по дисперсионной нагрузке; в теплое полугодие в зоне 5° – 10° ю.ш. роль ЕК-1 оказывается заметно меньше (28,7% – 36,9% суммарной дисперсии). Выявленные особенности и факты можно объяснить следующим образом:

1) в области ВЗК развиваются преимущественно конвективные процессы и, следовательно, облака кучевообразных форм, имеющие меньшую пространственную протяженность, чем слоистообразная облачность. В [5] указано, что в Северном (Южном) полушарии облачные структуры, связанные с ВЗК, располагаются обычно на 500 – 700 км южнее (севернее) приземной линии ВЗК;

2) при переходе к теплому полугодию наблюдается разукрупнение барико-циркуляционных систем по сравнению с холодным полугодием и, следовательно, распределение («размывание») дисперсии по более мелкомасштабным волновым возмущениям.

Рассматривая графики, на которых отображен ход ЕК-1 на ряде параллелей южного полушария в различные сезоны года (см. рису-

нок), можно отметить, что наиболее крупные колебания облачности над сушей и океаном протекают в противофазе. Этот факт хорошо иллюстрируется формой ЕК-1 для 10-й параллели для теплого и холодного полугодий, где сконцентрированы основные части континентов. Колебание облачности в противофазе происходит также над западной и восточной частями Тихого океана. Видимо, это является откликом особенностей, связанных с южной осцилляцией.

На 60-й параллели во все сезоны года наблюдается интенсивный зональный перенос. От сезона к сезону область, занятая зональным переносом, мигрирует, но так как ее ширина велика, то данный широтный круг в течение всего года попадает под влияние этого зонального переноса. Разброс оценок значений на графике ЕК-1 мал, и ярко выраженных экстремумов нет. Океаническая акватория располагается вдоль всей параллели, а сезонная перестройка термобарических полей не оказывает существенного влияния на зональный перенос и на его роль в формировании облачности.

Иная картина наблюдается на 80-й параллели Южного полушария. Несмотря на то, что вдоль всего широтного круга располагается однородная подстилающая поверхность (материк Антарктики), разброс оценок значений ЕК-1 достаточно велик. В холодное полугодие (апрель-июль) наблюдаются даже отрицательные значения ЕК-1 над восточной частью Антарктики. Следовательно, фундаментальную роль в формировании и эволюции полей облачности здесь играет разнообразие барико-циркуляционных процессов, развивающихся над различными частями континента [6].

Таблица

Оценка сходимости разложений полей общего количества облачности по ЭОФ для Южного полушария

ЕК	5°				10°			
	январь	апрель	июль	октябрь	январь	апрель	июль	октябрь
1	33,0	45,6	45,5	28,7	36,9	42,5	45,2	30,1
2	21,0	13,5	11,3	19,6	13,3	13,4	13,0	13,9
3	12,5	11,9	10,6	12,8	10,6	9,5	7,7	10,8
4	8,0	7,2	6,9	9,0	7,3	8,2	6,6	9,4
5	7,3	5,0	4,8	6,6	7,0	5,3	4,9	8,0
6	5,3	3,8	3,8	5,8	6,1	5,0	4,7	6,1
7	3,0	2,9	3,2	4,2	4,2	3,5	3,6	5,0
8	2,8	2,4	2,9	3,5	4,2	2,9	2,8	4,1
9	2,1	1,7	2,4	3,2	2,7	2,8	2,4	3,1
10	1,6	1,6	2,0	2,2	2,0	2,3	2,1	2,6

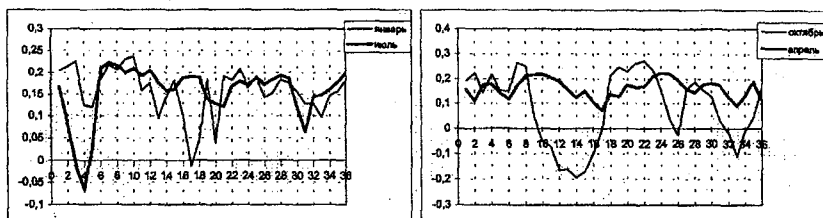
Российский государственный
гидрометеорологический университет
БИБЛИОТЕКА
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

342610

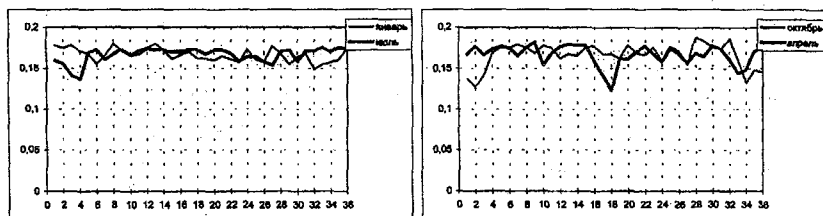
Продолжение табл.

25°					30°			
ЕК	январь	апрель	июль	октябрь	январь	апрель	июль	октябрь
1	28,5	45,4	50,6	32,2	22,5	48,1	56,1	33,9
2	15,6	12,8	10,6	12,8	17,8	11,8	10,5	12,6
3	9,7	9,8	9,2	11,7	11,5	9,6	6,5	9,6
4	7,8	7,2	6,1	9,0	8,4	5,5	5,2	8,2
5	6,4	5,6	4,8	7,4	7,1	5,3	4,8	6,7
6	6,2	4,8	4,2	6,1	5,5	4,3	3,2	5,8
7	5,2	3,5	3,2	4,7	5,2	3,6	2,8	5,0
8	4,8	2,4	2,3	4,3	4,1	2,5	2,4	3,8
9	4,1	2,2	1,9	2,9	3,6	2,4	2,0	3,4
10	3,2	1,8	1,5	2,3	3,3	2,0	1,6	3,1
40°					60°			
ЕК	январь	апрель	июль	октябрь	январь	апрель	июль	октябрь
1	54,7	69,8	72,8	66,3	76,9	79,7	83,4	70,1
2	13,1	6,8	6,0	6,5	5,1	5,3	7,1	10,3
3	7,0	5,0	4,5	5,6	3,5	3,4	1,8	8,3
4	5,5	3,4	3,1	4,0	3,1	2,6	1,6	4,0
5	4,0	3,1	2,6	3,1	2,2	1,7	1,1	2,0
6	3,1	2,6	2,3	3,0	2,0	1,6	1,1	1,4
7	2,6	2,2	1,8	2,6	1,4	1,3	0,8	1,0
8	1,8	1,6	1,3	2,0	1,4	1,0	0,6	0,7
9	1,7	1,4	1,1	1,6	1,0	0,8	0,5	0,7
10	1,4	1,0	1,0	1,5	0,8	0,9	0,4	0,4
70°					80°			
ЕК	январь	апрель	июль	октябрь	январь	апрель	июль	октябрь
1	48,3	44,8	48,7	32,0	59,8	32,8	51,4	51,1
2	13,9	16,8	16,0	22,7	18,7	28,2	22,7	22,6
3	9,7	12,6	11,0	16,3	6,4	17,0	9,8	11,6
4	7,8	7,3	7,0	8,4	4,4	7,7	7,3	5,1
5	6,4	4,8	5,0	5,5	3,0	5,0	6,1	3,0
6	4,7	4,3	3,6	4,3	2,5	3,3	2,0	2,0
7	2,3	2,5	2,0	3,6	1,4	2,0	1,0	1,5
8	1,8	1,6	1,5	1,9	0,9	1,3	1,0	1,0
9	1,2	1,2	1,1	1,3	0,8	0,6	0,5	0,7
10	1,1	1,1	0,8	1,1	0,7	0,6	0,4	0,5

10 градусов



60 градусов



80 градусов

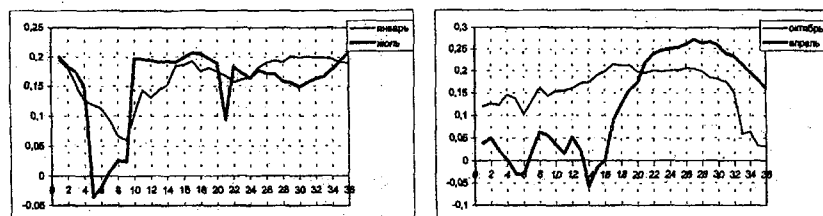


Рис. Формы ЕК-1 облачности для различных широт и сезонов Южного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О.А. и др. Климатология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, – 567 с.
2. Хотон Дж. Т. (ред.) Глобальный климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1987, с. 150 – 180.
3. Кружкова Т.С. Среднее сезонное положение внутритропической зоны конвергенции – результат атмосферной циркуляции Северного и Южного полушарий. – Труды ГНИЦ, 1988, вып. 297, с. 111 – 116.
4. Ньютон Ч. О. Метеорология Южного полушария. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 265 с.
5. Риль Г. Климат и погода в тропиках. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984, 595 с.
6. Воскресенский Л. И., Чуканин К. И. Основные черты циркуляции атмосферы под Антарктидой. Сб. докладов на всесоюзном симпозиуме по исследованию климата Антарктиды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 170 – 176.

ВЛИЯНИЕ ВЫХЛОПНЫХ ГАЗОВ РЕАКТИВНЫХ САМОЛЕТОВ НА РАЗВИТИЕ СМЕРЧЕЙ

В последнее десятилетие увеличилась повторяемость и интенсивность смерчей. Явление смерча связано с развитием кучево-дождевых облаков, т.е. облаков с высокой водностью. Над сушей смерч характерен для жаркого времени года. Обычно он проявляется в континентальном тропическом воздухе, который имеет очень высокую температуру и неустойчивую стратификацию, или морском тропическом воздухе, который также характеризуется высокой температурой и высокой влажностью, но устойчивой стратификацией (например, так образуются смерчи над территорией США).

Радиозондирование, проведенное 27 июня 1973 г. в районе Ленинграда показало, что грозовое облако, из которого опустился смерч, имело диаметр около 11 км, а его вертикальная протяженность составляла 10 км.

В период с 10 ч 50 мин до 11 ч 30 мин суммарная площадь радиоэха увеличилась с 61 до 250 км², а к 12 ч 30 мин она достигла 1210 км², т.е. скорость увеличения площади радиоэха была равна 250 и 950 км/ч соответственно. К этому времени уже наблюдалась целая система грозowych облаков с максимальной горизонтальной протяженностью – 140 км, высотой верхней границы 8 – 11 км. Были также произведены два радиозондовых подъема, в 10 ч 30 мин и в 11 ч 30 мин. Из анализа данных за первый срок получено, что суммарный дефицит точки росы в слое 850 – 500 гПа составлял 19°C, толщина конвективно-неустойчивого слоя 130 гПа, отклонение кривой состояния от кривой стратификации показал, что вертикальный градиент температуры в нижней половине тропосферы был несколько больше сухоадиабатического градиента, толщина слоя облачности составляла 9.5 км, верхняя граница конвективных облаков находилась на уровне 10 км, температура на уровне конвекции равнялась –59°C. Анализ данных за второй срок показал, что к 11 ч 30 мин суммарный дефицит точки росы в слое 850 – 500 гПа уменьшился и стал равным 4°C, толщина конвективно-неустой-

чивого слоя увеличилась и стала равной 3°C. В слое 700 – 600 гПа появились инверсии температуры, падение температуры воздуха с высотой стало более медленным, а в слое 600 – 520 гПа наблюдался большой вертикальный градиент температуры (1,3 – 1,5 °C/100м), выше этого слоя располагался тонкий слой инверсии. По данным расчета к 11ч 30 мин толщина слоя почти не изменилась и составляла 9,5 км, верхняя граница облаков находилась на уровне 10 км, температура на уровне конвекции равна –59°C.

Результаты анализа аэрологических данных показали, что в данный период была зафиксирована сильная термическая неустойчивость воздуха. Во время развития наблюдалось увеличение влажности в тропосфере.

В настоящее время в среднем температура в теплое время года стала выше. Увеличение количества полетов реактивных самолетов и выбросов отходов производства в атмосферу привело к тому, что в тропосферу водяной пар поступает не только за счет испарения с подстилающей поверхности, а непосредственно с выхлопами двигателей реактивных самолетов и выбросами предприятий. Причем, эти выбросы со временем постоянно увеличиваются. В итоге появляется дополнительная поверхность нагрева и инверсия на высоте, а так как подстилающая поверхность тоже стала больше нагрета, то грозовая деятельность стала проходить не традиционно. Смерчи стали появляться там, где их раньше не было.

Эти же выхлопные газы могут способствовать образованию самих кучево-дождевых облаков, из которых образуются смерчи. Этим же можно объяснить и увеличение количества циклонов в последнее десятилетие по сравнению с предыдущими годами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мазуров Г.И., Нестерук В.Н.* Метеорологические условия и полеты вертолетов. СПб.: Гидрометеиздат. 1992.
2. *Степанеко В.Д.* Аэрологические условия развития смерчевого облака 27 июня 1973 года. – Труды ГГО 1979г., вып. 405, с. 141 – 144.

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ОПТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ИСЗ ПО КЛИМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ О КОЛИЧЕСТВЕ ОБЛАЧНОСТИ

Использование метеорологических искусственных спутников Земли для получения информации об атмосфере и Земле в целом явилось крупным достижением науки и техники. С помощью ИСЗ получен огромный объем информации об облачности и подстилающей поверхности Земли. Эта информация выгодно отличается от данных наземных наблюдений пространственной и временной однородностью, достаточно полным и равномерным освещением всех зон земного шара. В исследованиях по интерпретации спутниковой информации об облачности, получаёмой в виде изображений на телевизионных и инфракрасных снимках, большое внимание уделяется распознаванию форм облачности на снимках, определению ее количества и характеристик, непосредственно используемых в анализе и прогнозе погоды.

Данные спутниковых наблюдений земной поверхности необходимы в метеорологии, океанологии, агрометеорологии, гидрологии суши и экологии природной среды. Космические исследования, связанные с рациональным использованием земельных и природных ресурсов, включают широкий круг вопросов: учет земельного фонда и его агроклиматическое описание, уточнение границ землевладений, орошаемых и осушенных земель; агрометеорологическое и гидрологическое обоснование полезащитного лесонасаждения, систем обработки почвы, обводнения, орошения и защиты грунта; выявление и оценка факторов антропогенного воздействия на природную среду, изучение состояния земельных угодий, почв и акваторий; обследование пашней, залежей, пастбищ, многолетних насаждений, контроль состояния сельскохозяйственных культур, наблюдение за их развитием, обнаружение заболеваний и повреждений растений, загрязнения почвы [1]. В сельском хозяйстве каждый вид культуры имеет свое собственное спектральное отражение или свой

набор признаков, зависящих от морфологии растений, вегетационного периода, геометрии покрова и т. д. Точная классификация этих культур может быть получена на основе многоспектрального анализа излучения, особенно в зеленом, красном и ближнем инфракрасном участках спектра, что важно для оценки хода сельскохозяйственных работ.

Спутниковая информация находит применение для физико-географического изучения района, оценки общей залесенности местности, лесосырьевых запасов, пространственного распределения основных лесобразующих пород, определения положения крупных лесных массивов, состояния лесозащитных насаждений и т.д.

По космическим изображениям, получаемым в видимом участке спектра при благоприятных условиях можно изучить особенности распределения снежного покрова на водосборах, степень покрытия их снегом, средние значения положения снеговой линии, сроки образования и схода снежного покрова на различных высотах, длительность бесснежного периода в горах и т.п. Наблюдения со спутника за динамикой снеговой линии можно использовать и в прогностических связях как показатель снегозапасов на водосборе.

Из вышесказанного следует, что обзор земной поверхности из космоса важен не только с научной точки зрения, но и с практической. Он имеет еще и большое экономическое значение в тех отраслях хозяйства, где важны именно снимки подстилающей поверхности (сельское хозяйство, лесное хозяйство и пр.) Также следует отметить, что спутниковая информация позволяет систематически, с определенным периодом, наблюдать за наземными объектами, что дает возможность проследить и проанализировать их динамику.

Использование спутниковых измерительных систем оптического диапазона, а также начавшееся в последнее время дистанционное зондирование подстилающей поверхности с помощью орбитальных лидаров показывают, что эффективность работы этих систем существенно зависит от облачности. Ее экранирующее влияние может затруднить или даже исключить возможность получения какой-либо информации о состоянии земной поверхности и объектах, находящихся на ней. При этом следует иметь в виду, что наблюдения из космоса в оптическом диапазоне длин волн обладают наибольшей разрешающей способностью и в ряде случаев являются единственным и надежным источником информации о состоянии земной поверхности и эволюции объектов, находящихся на ней.

Естественно, что на этапе предварительного планирования представляет практический интерес оценка вероятности успешного обзора земной поверхности в облачной атмосфере при различном числе пролетов ИСЗ над исследуемым районом.

Такие расчеты позволят потребителю составить представление о периодичности, на которую он может рассчитывать, чтобы следить за состоянием земной поверхности и объектами на ней в интересующем его районе с наперед заданной вероятностью. В районах с большим количеством общей облачности для успешного обзора земной поверхности с вероятностью более 90% может понадобиться 8 – 10 пролетов ИСЗ с суточным интервалом, что может вынудить потребителя отказаться от использования данного вида спутниковой информации.

В статье [2] была предложена методика расчета вероятности успешного обзора земной поверхности в заданном районе из космоса в облачной атмосфере по архиву ежедневных данных о количестве общей облачности. Такой архив имеется во ВНИИГМИ – МЦД. Его содержание и структура описаны в [3]. В нем содержатся сведения об ежедневных значениях среднего количества общей облачности в сферических четырехугольниках размером 555 x 555 км². Эти данные отнесены к узлам регулярной географической сетки с дискретностью 5° широты и 10° долготы.

Методика расчетов основывается на следующих соображениях. Если предположить, что в пределах площади, для которой определено среднее количество общей облачности, ее количество равно N , то вероятность P того, что выбранный район (населенный пункт, наземный объект) будет наблюдаться из космоса в оптическом диапазоне при одном пролете ИСЗ будет равна

$$P_k = 1 - N_i \quad (1)$$

Очевидно, что при увеличении числа пролетов ИСЗ, в связи со смещением облачных образований и изменением количества общей облачности с течением времени, вероятность успешного обзора земной поверхности будет возрастать. Тогда в предположении независимости результатов наблюдений за облаками с суточным интервалом можно записать, что

$$P_k = 1 - \prod_{i=1}^k N_i, \quad (2)$$

где N_i – количество общей облачности при i -м пролете ИСЗ над изучаемым районом; k – количество пролетов ИСЗ с суточным интервалом.

Предположение о независимости последовательных результатов наблюдений не является вполне строгим. Однако, как было показано в [4], а также в [5], коэффициент корреляции между значениями количества общей облачности через сутки не превышает 0,2 – 0,25. Следовательно, предположение о независимости результатов наблюдений за облачностью с ИСЗ с суточным интервалом можно считать допустимым.

Применительно к структуре и содержанию архива ежедневных данных о количестве общей облачности расчетная формула, позволяющая учесть статистические закономерности изменения количества облачности в изучаемом районе от суток к суткам, будет иметь следующий вид:

$$P_k = 1 - \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \prod_{i=1}^k N_i, \quad (3)$$

где n – количество временных интервалов по k непрерывных наблюдений в архивной выборке.

Некоторые результаты расчетов по формуле (3) приведены, например, в уже упоминавшейся работе [2], а также в [6].

Существенным недостатком, ограничивающим возможности практического применения этого метода, является недоступность архивов ежедневных спутниковых данных о количестве общей облачности широкому кругу потребителей. В то же время в отечественной и зарубежной литературе опубликованы полученные в результате обработки таких архивов климатические данные о средних месячных и сезонных значениях количества общей облачности в узлах географической сетки [3]. Их можно использовать для получения климатической априорной оценки вероятности успешного обзора земной поверхности из космоса при различном количестве пролетов ИСЗ над изучаемым районом с суточным интервалом, если формулу (3) преобразовать следующим образом.

Представим каждое ежедневное значение количества общей облачности как $N = N_{cp} - \delta$, где N_{cp} – среднее многолетнее количество общей облачности в данном квадрате, а δ – отклонение от него в данные сутки. Тогда формула (3), например, для двух пролетов ИСЗ

с суточным интервалом примет такой вид:

$$P_2 = 1 - N_{cp}^2 - N_{cp} \frac{\sum_{i=1}^n (\delta_1 + \delta_2)_i}{n} + \frac{\sum_{i=1}^n (\delta_1 \delta_2)_i}{n} \quad (4)$$

а для трех пролетов ИСЗ

$$P_3 = 1 - N_{cp}^3 - N_{cp}^2 \frac{\sum_{i=1}^n (\delta_1 + \delta_2 + \delta_3)_i}{n} +$$

$$+ N_{cp} \frac{\sum_{i=1}^n (\delta_1 \delta_2 + \delta_2 \delta_3 + \delta_3 \delta_1)_i}{n} - \frac{\sum_{i=1}^n (\delta_1 \delta_2 \delta_3)_i}{n} \quad (5)$$

Аналогичные формулы могут быть написаны для большего числа пролетов ИСЗ с суточным интервалом.

Естественно предположить, что, во-первых, отклонения от N_{cp} соседних суток, как правило, будут иметь различные знаки, поэтому их суммы будут малы; во-вторых, поскольку отклонения от N чаще всего меньше N и меньше единицы, то их произведения также будут невелики. Поэтому члены, куда входят суммы и произведения отклонений от среднего значения количества общей облачности, должны быть существенно меньше разности $1 - N_{cp}^k$.

В связи с этим есть основания предполагать, что без большой потери точности можно оценить вероятность успешного обзора земной поверхности из космоса по климатическим (многолетним) данным о среднем месячном или сезонном количестве общей облачности при различном количестве пролетов спутника над изучаемым районом с суточным интервалом по формуле, которая имеет следующий вид:

$$P_k = 1 - N_{cp}^k, \quad (6)$$

где k , как в формуле (3), количество пролетов ИСЗ с суточным интервалом.

С целью обоснования возможности использования формулы (6) вместо формулы (3) были выполнены расчеты для узлов географической сетки 60 с.ш., 30 ° в.д. и 60 ° с.ш., 100 ° з.д. для большего числа пролетов ИСЗ в зимний и летний сезоны 1988 – 1991 гг. Зим-

ний сезон имел 361 наблюдение, летний – 368 ежедневных спутниковых наблюдений за количеством общей облачности.

Таблица

Результаты расчетов вероятности успешного обзора земной поверхности из космоса при различном количестве пролетов ИСЗ с суточным интервалом над районом с центральной точкой 60° с.ш. и 30° в.д. по формулам (3) и (6).

Кол-во пролетов ИСЗ	Сезон					
	Зима, $N^k = 0,6679$			Лето, $N^k = 0,5602$		
	формула (3)	формула (6)	ошибка расчетов	формула (3)	формула (6)	ошибка расчетов
1	0,3321	0,3321	0,000	0,4398	0,4398	0,0000
2	0,5546	0,5540	0,0006	0,6925	0,6862	0,0063
3	0,7034	0,7021	0,0013	0,8313	0,8242	0,0071
4	0,8025	0,8010	0,0015	0,9046	0,9015	0,0031
5	0,8674	0,8671	0,0003	0,9469	0,9448	0,0021
6	0,9114	0,9113	0,0001	0,9609	0,9601	0,0008
7	0,9410	0,9407	0,0003	0,9832	0,9827	0,0005
8	0,9610	0,9604	0,0006	0,9906	0,9903	0,0003

В таблице в качестве примера приведены результаты сравнения расчетов по формуле (3), которые считались эталонными, и по формуле (6) для точки, координаты которой составляют 60 с.ш., 30 в.д. Поскольку различия результатов вычисления оказались малыми, все расчеты велись до десятичных долей единицы (сотых долей процента). Данные таблицы показывают, что отличия в результатах расчетов по обеим формулам не превышают одного процента. Аналогичные результаты были получены для района с центральной точкой 60 с.ш. и 100°з.д.

Таким образом, на достаточно большом материале (более 360 ежедневных данных о количестве общей облачности) показана возможность при перспективном планировании работы системы наблюдений с ИСЗ в оптическом диапазоне по климатическим (многолетним) данным о количестве общей облачности оценить вероятность успешного обзора земной поверхности при различном количестве пролетов ИСЗ над изучаемым районом с суточным интервалом.

Формула (6) позволяет также, используя опубликованные данные о среднем многолетнем количестве общей облачности, оценить с заданной вероятностью ожидаемую периодичность успешного

обзора земной поверхности. Для этого нужно при данном N_{cp} найти такое значение k , при котором $P_k \geq P^*$, где P^* – заданное критическое значение вероятности, обеспечивающее потребителю приемлемую для его целей оценку возможности обзора земной поверхности. Так, например, если задать критическое значение вероятности успешного обзора земной поверхности в районе узла географической сетки 60° с.ш. и 30° в.д., равное 90%, то, по данным таблицы, получим, что средняя периодичность наблюдения за состоянием земной поверхности или объектов на ней, составит зимой 6 суток (6 пролетов ИСЗ с суточным интервалом), а летом – 4 суток (4 пролета ИСЗ с суточным интервалом).

Предлагаемая новая методика расчета вероятности успешного обзора земной поверхности из космоса в оптическом диапазоне открывает новые возможности использования различными потребителями опубликованной климатической спутниковой информации об общей облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Говердовский В.Ф.* Космическая метеорология с основами астрономии. – Л.: РГГМИ, 1995. – 217 с.
2. *Воробьев В.И.* Исследования макроструктуры планетарных облачных полей по спутниковым данным. // Гидрометеорология научно-техническому прогрессу. Сборник трудов. вып. 106. СПб.: РГГМИ, 1990, с. 19 – 25.
3. *Матвеев Ю.Л., Титов В.И.* Данные о структуре и изменчивости климата. Глобальное поле облачности, – Обнинск: ВНИИГМИ. МЦЦ, 1985. – 100 с.
4. *Воробьев В.И., Фадеев В.С.* Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. – Л.: Гидрометеоздат, 1981, – 164 с.
5. *Матвеев Ю.Л., Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А.* Глобальное поле облачности. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 279с.
6. *Комаров В.С., Креминский А.В., Ламакина И.Я., Воробьев В.И.* Об оценке требуемого количества пролетов ИСЗ для успешного обзора земной поверхности из космоса при ее закрытии облачностью в момент первого пролета // Оптика атмосферы и океана, 1998, №1. с. 71 – 74.

К ВОПРОСУ О СИНОПТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ В СТРУКТУРЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИЗЕМНОГО БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В 1958 – 1997 ГОДАХ

К настоящему времени накоплен достаточно обширный массив данных по ежесуточным барическим полям, зафиксированный в различных электронных базах данных. Одними из основных вопросов современной климатологии являются вопросы о составляющих (спектре) общей изменчивости климата, синоптической природе этих составляющих и выявление пространственно-временных тенденций (трендов) изменения климата.

В приложениях к военной метеорологии эти вопросы также существенно важны, так как их решение позволяет выявить природные механизмы формирования крупномасштабных пространственно-временных процессов в атмосфере. Решение последних позволяет, в свою очередь, разработать более обоснованные методы восстановления и прогноза барических полей (особенно приземного – ПБП) над акваториями океанов, где отсутствует регулярная наблюдательная сеть, а имеемая информация является крайне скудной и эпизодической. Разработка таких методов необходима для диагноза и прогноза таких важных для мореплавания гидрометеопроцессов, как ветер, волнение, дрейфовые течения, вертикальная и горизонтальная структура физико-химических характеристик морской воды в деятельном слое океана, дрейф льда и его динамика и др. Необходимо отметить, что в арктических морях, где периодически полностью отсутствует исходная гидрометеоинформация, важность разработки указанных методов («обрезанная карта») возрастает в несколько раз.

Для решения сформулированных вопросов был обработан массив ежесуточных полей приземного давления (ПБП) за 1958–1997 гг. (Банк данных, ВМО, 1999 г.) над Северным полушарием выше 47° широты. Отличием данной версии БД является более высокая пространственная дискретность интерполяции значений давления в узлы регулярной сетки, имеющая шаг по широте и долготе, равный

2.5°. Каждое поле характеризовалось 2592 значениями давления в узлах регулярной сетки.

Основой исследования явилось использование математического аппарата метода Естественных Ортогональных Составляющих (ЕОС), хорошо зарекомендовавшего себя в подобных исследованиях с 70-х гг. 20 века [1, 2]. Принципиальным положительным моментом этого метода является использование коэффициентов разложения, полученных не по абстрактным математическим полиномам (Лежандра, Эйлера, Чебышева и др.), а по естественным ортогональным функциям (составляющим), являющимся производными от самой пространственно-временной изменчивости (корреляционной матрицы) исследуемого поля. Другим положительным моментом метода является то, что первые номера собственных значений корреляционной матрицы и соответствующие им ЕОС описывают основную долю общей изменчивости поля.

Решение климатических задач логично проводить на базе среднегодовых характеристик (норм, дисперсий, корреляционных матриц, ЕОС и др.). С этой целью были вычислены указанные характеристики по стандартной схеме, но с некоторыми модификациями. Для повышения устойчивости (определенности) корреляционных матриц, собственных значений и ЕОС они были профильтрованы по коэффициенту 0.85, обоснование данного критерия сделано в [1]. В результате фильтрации годовая корреляционная матрица уменьшила свой размер с 2592x2592 до 19x19. Таким образом, ПБП выше 47° с.ш. может быть охарактеризовано нерегулярной сеткой, содержащей 19 узлов, которые скоррелированы между собой меньше чем на 85%. Уже данный результат имеет научно-практический интерес, так как позволяет определить структуру и содержание наблюдательной климатической сети. После фильтрации годовой корреляционной матрицы были вычислены годовые собственные значения (табл.1) и соответствующие им годовые ЕОС.

Таблица 1

№ЕОС	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Вклад, %	32,6	20,4	13,1	9,14	5,69	4,1	2,95	2,47	1,78	1,52	1,14	0,92
Сум.вклад	32,6	53,0	66,1	75,3	81,0	85,1	88,0	90,5	92,3	93,8	94,9	95,91

Как видно из таблицы, уже первые 6 из 19 собственных значений описывают более 85% общей дисперсии (изменчивости) ПБП. Вполне логичным представилось выяснить синоптическую природу

составляющих данной изменчивости. С этой целью все ежесуточные ПБП за 40 лет были разложены по годовым ЕОС, в результате чего были получены суточные коэффициенты разложения ПБП. После этого были вычислены ежегодные, пятилетние и климатические среднемесячные коэффициенты разложения.

Анализ внутригодового хода первых шести среднемесячных коэффициентов разложения позволил сделать неожиданные выводы (табл.2). Предыдущими исследованиями российских и зарубежных метеорологов было установлено, что определяющий вклад в общую изменчивость ПБП оказывает приток солнечной радиации, определяющий неравномерный нагрев подстилающей поверхности и, следовательно, межширотную и сезонную изменчивости. В связи с этим вполне логично было бы ожидать, что ход изменчивости 1-го коэффициента в течение года должен хорошо коррелировать с ходом притока солнечной радиации. Однако, как видно из рис.1, этого не наблюдается. Ход изменчивости 1-го коэффициента имеет уникальный характер с наличием положительного пика в апреле–мае. Таким образом, определяющий вклад в климатическую изменчивость ПБП вносит не зима, как это считалось раньше, а весна. При этом вклад 1-го коэффициента, как видно из табл.1, составляет более 32%. Для проверки устойчивости данного результата были вычислены пятилетние среднемесячные 1-е коэффициенты, ход изменчивости которых оказался идентичным, что свидетельствует о достоверности полученного результата. Анализ природных процессов в Северном полушарии, в указанном диапазоне широт, позволил предположить, что в апреле – мае наблюдается массовое таяние снега, что приводит к колоссальному выделению энергии фазовых переходов воды, которая и оказывает определяющее влияние на годовую климатическую изменчивость ПБП.

Анализ хода изменчивости 2-го коэффициента показал его хорошее согласие с дефицитом притока солнечной радиации, условно вычисленным как разность между притоком суммарной солнечной радиации при среднем значении коэффициента прозрачности атмосферы на широту Северного тропика и среднюю широту анализируемого региона Северного полушария (69° с.ш.) для соответствующих месяцев (рис. 1, табл. 2). Таким образом, вклад притока солнечной радиации, который можно отождествить с изменчивостью 2-го коэффициента, составляет 20,4% и является вторым по значимости вклада в общую изменчивость ПБП.

Аналогичные вычисления и построения были выполнены и для 3–6-го коэффициентов разложения (табл. 2, рис. 2). Ход изменчивости данных коэффициентов является также весьма оригинальным и требует своей дальнейшей интерпретации для выяснения его генезиса и его последующего учета как в долгосрочных прогнозах погоды, так и в военно-метеорологических приложениях.

Для выяснения вклада каждого из коэффициентов в месячную изменчивость были вычислены месячные корреляционные матрицы, для которых, после фильтрации по коэффициенту 0.85, были вычислены соответствующие им ЕОС и коэффициенты разложения ПБП. Результаты вычислений оказались также достаточно интересными. Если в годовую изменчивость вклад 1-го коэффициента максимален в апреле–мае, то в месячную изменчивость вклад 1-го коэффициента максимален в январе (38%) и минимален в июле (22%), 2-й коэффициент вносит свой максимальный вклад в марте (21%) и минимальный – в сентябре (17%).

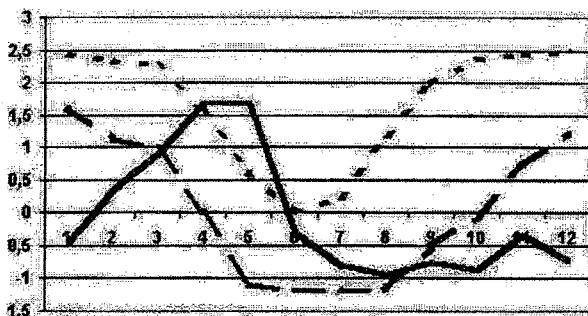


Рис. 1 Ход изменчивости 1, 2 коэффициента разложения и дефицита притока солнечной радиации

Анализ хода изменчивости первых 6 коэффициентов показал, что относительно сезонов года пики каждого из них периодически находятся в противофазе, что не позволяет объединить синоптические процессы весны и осени в единой классификации. Выходом, из создавшегося положения может быть классификация ПБП в каждом месяце, что возможно лишь при наличии достаточно большого объема данных (банки данных с дискретностью 12 или 6 ч.).

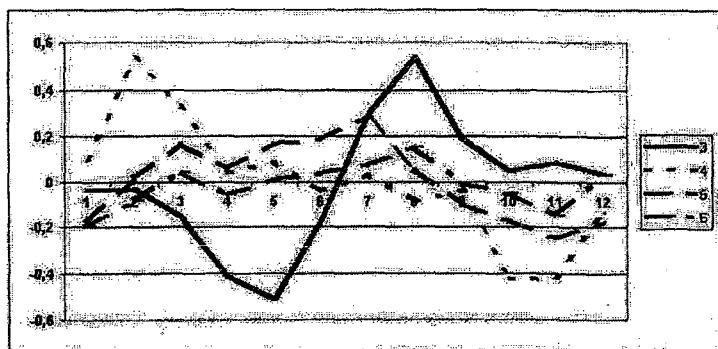


Рис. 2 Ход изменчивости 3 – 6-го коэффициентов за 1958 – 1997 гг.

Таблица 2
Среднемесячные коэффициенты разложения ПБП за 1958 – 1997 гг.

Месяц	коэффициенты						Дефицит
	1	2	3	4	5	6	
1	-0,458571	1,6098571	-0,0375	0,097875	-0,176875	-0,1925	365
2	0,3474286	1,1222857	-0,02875	0,536	0,01525	-0,08225	353
3	0,8977143	0,9874286	-0,155	0,325	0,167375	0,04025	339
4	1,6968571	0,0058571	-0,41475	0,041125	0,057875	-0,05575	236
5	1,6958571	-1,0962857	-0,514625	0,0875	0,16725	0,007875	94
6	-0,309571	-1,187	-0,174	-0,041125	0,185875	0,035625	0
7	-0,800714	-1,159	0,299875	0,03225	0,288375	0,075375	34
8	-0,941	-1,1877143	0,539125	-0,08725	0,0495	0,152625	176
9	-0,754429	-0,5281429	0,18675	-0,033375	-0,103	-0,01075	300
10	-0,873143	-0,0665714	0,04425	-0,425125	-0,17475	-0,052	356
11	-0,335714	0,7127143	0,085625	-0,421375	-0,247375	-0,14838	365
12	-0,725714	1,2284286	0,03775	-0,137625	-0,1775	0,031	375

Тем не менее, сами по себе значения коэффициентов разложения не имеют синоптического смысла и поэтому не понятно, как сказывается на характере синоптических процессов изменение их значений от минимального до максимального. Для выяснения синоптической природы первых шести коэффициентов было выполнено восстановление среднемесячных полей ПБП для каждого из шести коэффициентов, используя процедуру обратной свертки: перемножение соответствующего среднемесячного коэффициента

разложения на соответствующую годовую ЕОС [1]. Сравнение полученных месячных барических полей каждого коэффициента для его минимального и максимального значений позволило дать синоптическую интерпретацию этим изменениям:

1. Увеличение значения 1-го коэффициента от -0.9 в октябре до 1.7 в апреле характеризует усиление климатического Арктического антициклона (АА) над морем Бофорта и заполнение климатического циклона в Исландском минимуме (ЦИМ).

2. Увеличение значений 2-го коэффициента от -1.2 в августе до 1.6 в январе характеризует также усиление АА, но при этом наблюдается уже углубление ЦИМ.

3. Увеличение значений 3-го коэффициента от -0.5 в мае до 0.5 в августе характеризует ослабление АА и смещение его центра с 77.5° с.ш. и 220° долготы ($77.5/220$) на $75.0/150$, а также углубление ЦИМ и смещение его центра с $75.0/50$ на $70.0/0.0$. В целом, данный коэффициент описывает от 12% (январь) до 15% (июль) общей изменчивости ПБП анализируемой области Северного полушария.

4. Увеличение значений 4-го коэффициента от -0.4 в октябре до 0.5 в феврале характеризует небольшое ослабление АА и смещение его центра с $77.0/220$ на $77.0/160$, а также небольшое заполнение ЦИМ со смещением его центра. Данный коэффициент описывает от 9% (февраль) до 11% (июль) общей изменчивости ПБП.

5. Увеличение 5 и 6-го коэффициентов описывает незначительные в синоптическом масштабе изменения основных климатических центров действия атмосферы (АА и ЦИМ) умеренных и высоких широт Северного полушария. Тем не менее, их суммарный вклад в общую изменчивость достаточно весом и изменяется от 8.7% в январе до 13.5% в июле, что свидетельствует о необходимости их учета при различных климатических расчетах.

Крайне важным при решении климатических задач является выявление временных трендов климатических характеристик и соответствующих им изменений в погоде рассматриваемой области. С этой целью были вычислены среднепятилетние коэффициенты разложения за 1958–1997 гг. (восьми пятилетий).

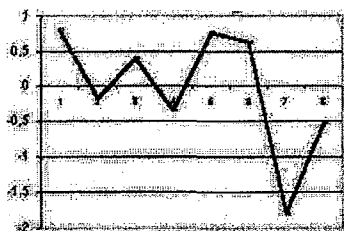


Рис. 3 Временной ход среднегодового 1-го коэффициента 1958 – 1997 гг.

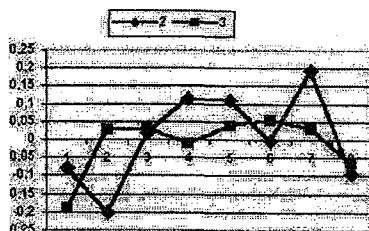


Рис. 4 Временной ход среднегодовых 2–3-го коэффициентов 1958 – 1997 гг.

Из анализа представленных графиков на рис.3 и 4 видно, что для первого коэффициента наблюдается понижение его значений. Это позволяет сделать вывод о том, что с учетом выявленной синоптической природы коэффициента в Арктике наблюдается ослабление АА и углубление ЦИМ. Данные обстоятельства можно интерпретировать как усиление циклонической деятельности в умеренных широтах, что приводит к повышению температурного фона в атмосфере. Ослабление АА приводит к тому, что теплые и сырые атлантические массы воздуха проникают в Арктический бассейн и также смягчают суровость климата. Можно также отметить, что ход изменчивости 1-го коэффициента имеет скрытую периодичность ориентировочно равную 10 – 15 годам.

Анализ изменчивости среднепятилетних 2 и 3-го коэффициентов позволяет сделать вывод о тенденции к уменьшению их значений. Однако влияние этих однонаправленных изменений на климатическую изменчивость противоположно. Так, уменьшение 2-го коэффициента, как в случае и с 1-м коэффициентом, также характеризует ослабление АА, а уменьшение 3-го коэффициента наоборот характеризует некоторое усиление АА. При этом ход обоих коэффициентов характеризует ослабление ЦИМ в противовес изменению 1-го коэффициента. Однако с учетом внутригодовой изменчивости коэффициентов (рис. 2) можно предполагать, что эти проявления тенденций в течение года приходится на разные месяцы.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить структуру изменчивости приземного барического поля умеренных и высоких широт Северного полушария, установить вклад каждой из составляющих и их синоптическую природу. Полученные результаты могут быть полезны при разработке долгосрочных прогнозов

погоды и, соответственно, при долгосрочном планировании боевой подготовки сил флота на Северном и Тихоокеанском флотах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлев А.А.* Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 150 с.
2. *Корнеев О.Ю.* Синоптико-статистический диагноз и прогноз приземного барического поля над акваториями Северной полярной области Земли в условиях ограниченности поступления гидрометеорологической информации. СПб.: ГУНИО МО РФ, 1995. – 100 с.

УДК 551.515.1

*Веселкин М.Г.**

*Кучеренко Н.В.***, *Лисоводский В.В.***

**Российский государственный гидрометеорологический университет*

***Одесский государственный экологический университет*

О ВОЗНИКНОВЕНИИ И РАЗВИТИИ НЕТИПИЧНЫХ ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Движение воздушных масс в атмосфере Земли классифицируется в зависимости от того, по какой из двух схем оно осуществляется. Первая – вертикальная конвекция, вторая – вихревые движения. Принято считать, что эти типы движений воздушных масс сосуществуют независимо, подчиняются разным закономерностям и не имеют генетической преемственности. Что касается циклогенеза, то общего представления о механизме формирования циклонов пока нет. Непосредственно циклоны подразделяются на тропические и внетропические. Главным отличием первых от вторых является наличие в их центральной части нисходящих движений воздуха. Принято считать, что тропические циклоны образуются между 5° и 25° северной или южной широты. Также считается, что в тропических широтах могут существовать только тропические циклоны.

В середине прошлого века существование «глаза бури» объяснялось центробежным выбрасыванием воздуха от центра циклона [1]. Этот процесс, по мнению авторов, не может быть полностью скомпенсирован притоком воздуха в нижнем слое и частично выполняется нисходящими движениями над центром циклона. Позднее [2] было высказано мнение о том, что возникший в тропическом циклоне градиент давления не соответствует геострофическим соот-

ношениям. Малая величина силы Кориолиса и малый горизонтальный масштаб конвективной ячейки приводят к относительно большой величине числа Россби (силы инерции преобладают над силой Кориолиса). В таких случаях геострофические соотношения не выполняются. Наряду с этим время существования мощных конвективных облачных систем вертикального развития очень мало по сравнению с масштабом времени, которое необходимо для геострофической адаптации. Из этих положений делается вывод о том, что в тропической зоне конвективные системы не способны трансформироваться в циклонические образования умеренных широт, которым присущи геострофические приближения. В центре тропического циклона за счет сил трения приток массы к пограничному слою атмосферы должен быть равным нулю. На больших расстояниях от центра тропического циклона конвергенция потока в пограничном слое также уменьшается до нуля. Это позволяет сделать вывод о том, что приток количества движения в пограничном слое имеет максимум на некотором расстоянии от границы «глаза бури». Вне этой области максимального притока массы, в Экмановском слое, имеет место дивергенция потока, что приводит к «всасыванию» воздуха из свободной атмосферы в планетарный пограничный слой. Этот процесс вызывает уменьшение эквивалентно-потенциальной температуры воздуха в пограничном слое за счет его перемешивания с более сухим воздухом, пришедшим сверху. Конвективная деятельность внутри тропического циклона сдерживается поступлением сверху более сухого воздуха. Из изложенного следует, что формирование тропических циклонов с выраженным «глазом бури» обусловлено благоприятным соотношением силы инерции и силы Кориолиса.

Приведенные теоретические рассуждения позволяют сделать вывод о том, что в тропиках нет условий для образования циклонов умеренных широт, имеющих размеры более 900 км, а в умеренных широтах нет условий для формирования циклонических образований с выраженным «глазом бури».

В августе 2003 г. нами было опубликовано сообщение о наблюдении циклонов с выраженным «глазом бури» в Черном море [3]. После доклада на эту тему на 1-й международной конференции «Земля из космоса – наиболее эффективные решения» [4], во время дискуссии российские специалисты сообщили о своих аналогичных наблюдениях в Черном море.

Сейчас на сайте Метеорологического агентства Великобритании www.metco.gov.uk появились снимки тропических циклонов в Черном и Средиземном морях. Важно отметить, что к тропическому типу там отнесено и циклоническое образование 9 августа 2002 г., которое нами было отслежено, но не имело выраженного «глаза бури». Тем не менее, факт повышенного внимания к подобным образованиям со стороны метеоспециалистов позволяет обсуждать механизмы формирования тропических циклонов в умеренных широтах как в зимнее, [3] так и в летнее время. На рисунке 1 приведен спутниковый снимок циклонического образования в период начала его формирования. Четко прослеживается кольцевая зона кучево-дождевых облаков, образовавшейся над морской поверхностью в ночное время, в центральной части конвективная облачность отсутствует. Далее в статье этот момент будет рассматриваться специально.

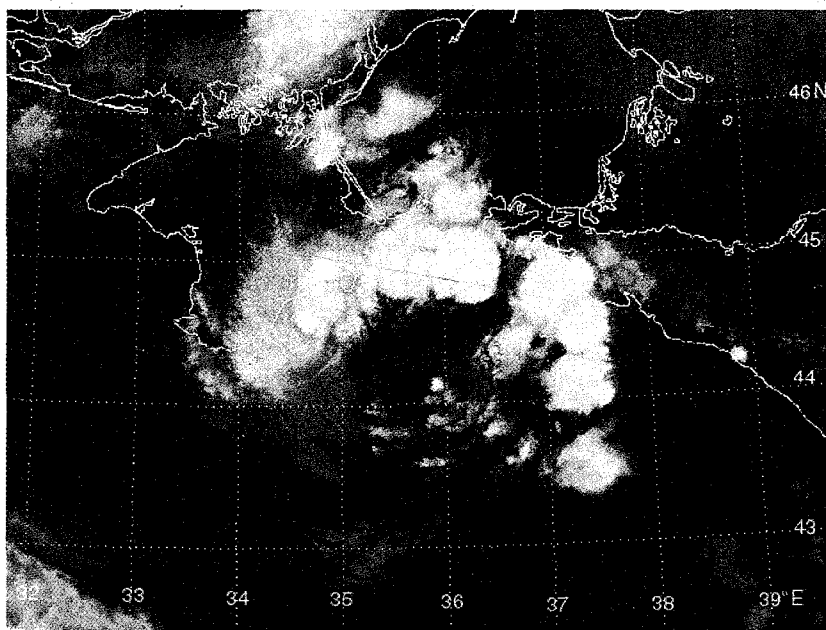


Рисунок 1. Спутниковая фотография циклона за 23 час. 47 мин. 7 августа 2002 г. (по Гринвичу)

Мы предлагаем для обсуждения гипотезу относительно рассматриваемых явлений.

В умеренных широтах число Россби не принимает относительно больших значений, так как сила Кориолиса здесь существенна. Наряду с этим, в умеренных широтах время геострофического приспособления короче, чем в тропиках, что более благоприятно для образования условий геострофической адаптации.

Нами были изучены данные спутникового мониторинга за период с весны 2001 по весну 2003 г. Установлено 8 случаев образования над Черным морем низких циклонических образований с четко выраженным «глазом бури».

Недостаточность критерия Россби (соотношения инерционных сил к силе Кориолиса) для обоснования механизма образования тропических циклонов подтверждается фактами существования типичных циклонических образований умеренных широт в тропической зоне. Нами был выявлен циклон в приэкваториальной зоне с горизонтальной протяженностью около 2000 км (от экватора до 9°с.ш.) с центром в районе о. Шри-Ланка [4]. Циклон существовал с 11 по 16 мая 2003 г. На острове Шри-Ланка в результате ливней, вызванных этим циклоном, выпало более 1000 мм осадков, что вызвало катастрофическое наводнение на реках острова самое сильное за последние 60 лет. Важно отметить, что рассматриваемое циклоническое образование не характеризовалось ураганными ветрами и не имело выраженного «глаза бури». В центральной зоне циклонического образования имелась мощная обширная зона кучево-дождевой облачности вертикального развития. Аналогичное по размерам циклоническое образование наблюдалось над Австралией с центром на широте 12°ю.ш. 20-24 декабря 2003 года. В приземном слое отмечалась выраженная циклоническая циркуляция со скоростью ветра до 17 м/с.

Важно отметить, что большинство циклонических образований в тропической зоне не имеют выраженного «глаза бури» и называются тропическими штормами. В качестве методологического подхода к решению проблемы формирования циклонических структур в атмосфере считаем возможным предположить наличие связующего звена в виде вихревых трубок с нисходящими потоками в центральной части вихрей. Это образования типа смерчей, водоворотов и по нашему мнению тропических циклонов.

ходя из имеющегося фактического материала о существовании обширных циклонов в тропической зоне и циклонов с «глазом бури» в умеренных широтах, можно предвидеть неизбежность возникновения теории саморегуляции поля давления в атмосфере, вне зависимости от уменьшения горизонтальной составляющей силы Кориолиса в низких широтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Тверской П.Н.* Курс метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 888 с.
2. *Краусс Е.Б.* Взаимодействие океана и атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 295 с.
3. *Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В.* Физические механизмы выравнивания барических градиентов в атмосфере. – Деп. в ГНТБ Украины 04.08.03, № 102 – Ук 2003. – 12 с.
4. *Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В.* Спутниковые наблюдения при решении теоретических вопросов тропического циклогенеза. – Первая международная конференция «Земля из космоса – наиболее эффективные решения» 26-28.11.2003, М.: БИНОМ, 2003, с. 45-46.
5. *Федяевский, Войткунский Л.И., Фадеев Ю.И.* Гидромеханика. – Л.: Судостроение, 1968, 588 с.
6. *Woodcock A.H., Wyman J.* Convective motion in air over the sea. – *Annals N.V. Acad. Sci.*, 1947, 48, p. 749-776.
7. *Hubert E.F.* Mesoscale cellular convection. – US Dept. commerce Env. Sci. Serv. Admin. Met. Satellite Lab. Rep., No. 37, 1966. – 68 pp.

ГИДРОЛОГИЯ

УДК 556.537(282.5)

А.Б. Муратов, А.А. Левашов

ДЕФОРМАЦИИ КАРАКУМСКОГО КАНАЛА

При проектировании любых каналов, в том числе и Каракумского, проводятся изыскания и расчеты, целью которых является обеспечение надежности и устойчивости сооружений. При этом должны быть выполнены три основных условия: скорости в каналах должны быть в пределах критических значений, расход наносов равен транспортирующей способности потока, форма поперечных сечений канала задается либо трапециидальной, либо полигональной.

Однако при эксплуатации магистральных каналов для подачи стока водопотребителям довольно часто возникают большие трудности, обусловленные деформациями их русел. Поэтому основной задачей этой работы был анализ причин и оценка размеров деформаций русла Каракумского канала за период его эксплуатации. Особенно большое значение при этом имеет оценка размеров и направленность плановых и высотных деформаций.

Строительство Каракумского канала было начато в 1954 г. В 1980 г. была введена в строй его четвертая очередь. В настоящее время в русле канала производятся дноуглубительные работы, связанные с его заилием. Поэтому для решения поставленной задачи был выполнен анализ исходной информации, полученной за период с 1960 по 1989 гг., который позволил установить следующее: в канале русловой процесс развивается по схемам аналогичным русловому процессу на равнинных реках. Практически все типы руслового процесса, выделяемые классификацией ГГИ, наблюдаются в канале. Исключением является пойменная многорукавность.

Исходя из этого, были проведены следующие расчеты:

– выполнен анализ продольных профилей отдельных участков Каракумского канала общей протяженностью 800 км, начиная от 100 км (выход из Келифских озер) и до 900 км (предгорная равнина Копетдага);

– выполнены расчеты высоты и длины донных гряд, вычислены их средние значения (табл. 1);

– по времени своего образования были выделены первичные, вторичные и третичные донные гряды;

– установлено, что на участке канала, где наблюдается движение мезоформ, при перемещении последних отметки дна периодически изменяются от 2 до 5 м, а на участках дна покрытого микроформами, амплитуда колебания его отметок за счет смещения гряд составляет 0,2 – 1,0 м;

– исследованы глубины размыва на отдельных участках канала и установлено, что они могут достигать 10 м.

– установлено, что на некоторых участках канала наблюдалось явление дейгиша.

Последнее, по нашему мнению, обусловлено наличием мелкодисперсных отложений на этих участках канала и особенностями скоростного поля потока.

Таблица 1

Превышения гребней гряд разных порядков над их подвальями
Каракумский канал 900 км, (1990 г.)

№ п/п	Донные гряды					
	первичные		вторичные		третичные	
	h, м	L, м	h, м	L, м	h, м	L, м
1	0,4	500	0,4	400	0,1	300
2	1	1300	0,4	700	0,1	400
3	0,8	1200	0,2	1000	0,1	300
4	1,2	2600	0,4	200	0,2	200
5	1	2100	0,4	1100		
6	0,4	1400	0,6	800		
7	0,4	1200	0,8	800		
8	1,4	2000	0,2	900		
9	1	1500	0,6	500		
10	0,6	1700				
Сумма	8,2	15500	4	6400	0,5	1200
Среднее	0,82	1550	0,44	711,1	0,13	300

Оценка деформаций дна канала проводилась по методике В.А. Макарова, усовершенствованной А.А. Левашовым. В данной методике для оценки вертикальных деформаций дна канала на основе зависимости размеров деформаций от колебания уровня воды

используются не глубины, как это предложил Макаров, а наблюдаемые уровни воды в канале. Преимущество использования амплитуды колебаний уровня воды для характеристики деформаций канала заключается в том, что она характеризует изменение стока, определяя тем самым процесс руслообразования. Глубина не может дать физически ясной картины, так как сама изменяется с намывом и размывом дна, подтверждением этому является то, что один и тот же расход может пройти при разных глубинах.

Для оценки высоты донных форм различных порядков использовались вышеуказанные продольные профили.

Оценка амплитуды колебания уровня воды проводилась на основе данных наблюдений по гидрологическим постам, расположенным на исследуемых участках канала. На основе этих данных были построены хронологические графики колебаний уровней воды ($H = f(t)$) для восьми участков Каракумского канала. По ним аналогично продольному профилю определялись амплитуды: максимальные (первичные), средние (вторичные) и минимальные (третичные) (табл. 2).

Таблица 2

Амплитуда колебаний уровней воды.
Каракумский канал 770 км. 1989 г.

№ п/п	Уровень воды					
	Первичная		Вторичная		Третичная	
	H, м	L, сут.	H, м	L, сут.	H, м	L, сут.
1	0,072	7	0,36	28	0,18	7
2	0,552	50,4	0,24	14	0,13	7
3	0,432	42	0,156	19,6	0,048	9,8
4	0,216	19,6	0,024	4,2	0,024	2,8
5	0,084	7	0,096	14	0,036	2,8
6	0,132	47,6	0,072	14	0,06	14
7	0,3	42	0,144	30,8	0,024	2,8
8	0,12	30,8	0,048	11,2	0,024	1,4
9	0,12	16,8	0,06	9,8	0,036	4,2
Сумма	2,028	263,2	1,2	145,6	0,562	51,8
Среднее	0,225	29,24	0,133	16,18	0,062	5,76

Среднее из первичных амплитуд в превышениях гребней гряд над их подвальями связывалось со средним значением из первичных амплитуд колебаний уровня воды, среднее из вторичных со средним из вторичных, среднее из третичных со средним из третичных (рисунок).

Как видно на рисунке, группы точек могут образовывать кривые, которые отличаются друг от друга углом наклона, это можно объяснить различием геологических и гидравлических характеристик каждого участка и особенностями их морфологии. В частности, эти зависимости могут быть использованы для прогноза вертикальных деформаций в русле канала.

Установлено, что особую роль в русловом процессе на Каракумском канале играет ветер как поставщик огромного количества песка и пыли.

Пыль — неотъемлемая часть атмосферы над пустынями; содержание ее увеличивается в периоды пыльных бурь. Последние на территории Туркмении наблюдаются круглый год, с большей повторяемостью весной и летом. На ее территорию пыль и песок приносятся даже из пустынь Аравийского п-ва с мощными воздушными потоками. Такой процесс наблюдается примерно один раз в 25 — 30 лет. В среднем за год на 1 км² площади канала осаждается около 2 т пыли. Новый «поставщик» пыли и аэрозолей — осушенное дно Аральского моря (100 — 200 т в год).

График связи между амплитудами колебания уровня воды и величинами превышения гребней гряд над их подвальями.

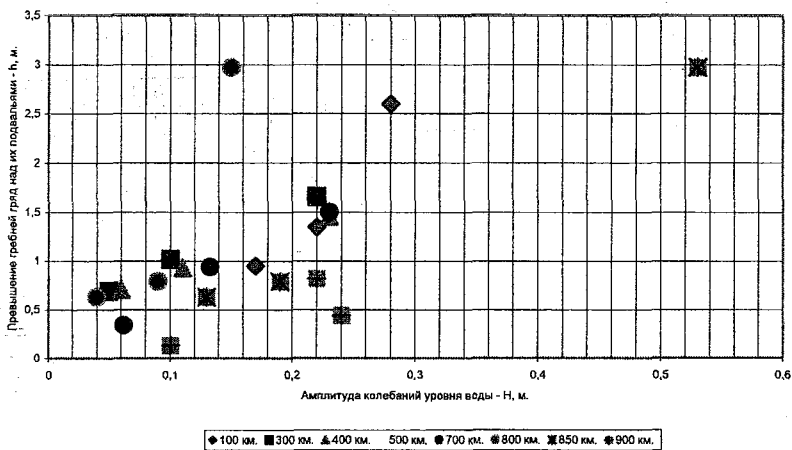


График связи между колебаниями уровня воды и величинами превышения гребней гряд над их подвальями.

Расчет расхода песка проводился на основании данных по 70 метеостанциям, расположенным на территории Туркмении и непосредственно в зоне Каракумского канала – табл. 3 (фрагмент).

Расчет производился по формуле А. П. Иванова, наиболее соответствующей тому, что получено в результате полевых измерений.

$$Q = 0.006n(V_{cp} - 4)^3,$$

где Q – твердый расход песка, м³/м год;

n – число случаев повторяемости ветра данного направления;

V_{cp} – среднегодовая скорость ветра;

Результаты расчета представлены в табл. 4 (фрагмент).

Анализ полученных результатов показал, что на большей части территории Туркмении пески смещаются в южном направлении (в зону Каракумского канала).

Русловой процесс на Каракумском канале связан с проявлением и влиянием ряда факторов. Наиболее существенные из них:

1. Появление в русле значительных скоплений наносов (побочни, осередки), которые неизбежны в естественных условиях формирования русла.

2. Наличие на Каракумском канале суженных мест (прорезей между естественными озерами), которые специфичны для выбранной трассы канала.

3. Образование на отдельных участках избыточной ширины русла, которое обусловлено наличием в ложе однообразной массы легкоразмываемого грунта и значительных скоростей потока (например, 35 км).

4. Стеснение русла на небольшом протяжении, возникающее в силу различия геологического состава грунтов в продольном направлении.

5. Возникновение поперечного выступа в виде затопленного порога, который обусловлен наличием в составе легкоразмываемых грунтов глинистых линз (или, наоборот, в составе глинистых – наличие песчаных грунтов), пересекающих русло в поперечном направлении.

6. Изменение продольного уклона и средней скорости течения, которые неизбежны на участках канала, где имеются чередования озер и прорезей.

Таблица 3

Станция	Число случаев с направление различных румбов (ч) и средняя скорость активных ветров ($V > 4 м/с$) по этим румбам (с)																							
	С		ССВ		СВ		ВСВ		В		ВЮВ		ЮВ		ЮЮВ									
	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.								
Дарваза	49	5,5	50	5,3	96	5,3	72	5,6	151	5,7	63	5,8	39	5,7	8	5,5								
Ербент	34	5,4	22	5,5	61	5,2	66	5,1	126	5,2	65	5,7	31	6,1	5	5,8								
Бахардок	19	5,2	12	5,2	37	5,0	30	6,1	133	5,7	53	6,4	26	5,9	4	4,8								
Карыкуль	12	4,9	7	5,3	6	15	24	4,5	78	5,5	50	6,1	17	12	2	6,0								
Бахарден	3	5,7	1	5,0	4	5,8	3	5,0	40	5,2	17	5,5	19	5,8	1	6,0								
Ашхабад, Кеши	8	4,8	2	6,0	3	4,0	9	5,0	75	5,8	51	5,6	10	4,7	1	7,0								
Каахка	6	5,2	1	6,0	5	4,4	3	6,7	36	6,3	19	6,2	24	5,4	1	5,0								
Телжен	21	5,5	5	5,0	15	4,7	10	4,7	55	5,9	31	5,8	30	5,8	3	5,3								

Станция	Число случаев с направление различных румбов (ч) и средняя скорость активных ветров ($V > 4 м/с$) по этим румбам (с)																							
	Ю		ЮЮЗ		ЮЗ		ЗЮЗ		З		ЗСЗ		СЗ		ССЗ									
	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.	ч.	с.								
Дарваза	9	5,4	5	5,2	12	6,3	20	6,8	66	7,2	42	6,8	49	6,3	29	5,8								
Ербент	3	5,0	1	7,0	3	5,0	4	6,5	48	6,6	68	6,5	63	5,7	22	5,8								
Бахардок	1	7,0	1	5,0	2	5,5	2	6,5	24	6,3	44	6,6	100	6,1	28	5,4								
Карыкуль	1	7,0	1	5,0	2	5,0	3	6,7	26	5,8	32	6,2	73	6,2	25	5,8								
Бахарден	1	8,0	3	5,3	23	6,7	3	4,0	23	5,9	16	5,3	75	6,1	8	5,0								
Ашхабад, Кеши	3	5,3	1	6,0	1	6,0	2	6,0	41	5,1	86	6,0	62	6,4	17	5,6								
Каахка	6	4,3	6	4,3	11	5,0	3	4,7	14	5,9	13	5,7	101	6,4	17	5,9								
Телжен	2	7,0	1	4,0	1	8,0	1	5,0	38	5,9	60	7,2	133	7,9	17	5,9								

Таблица 4

Станция	Расход песка ($m^3/m_{орг}$) рассчитанный по формуле Иванова А. П.																
	С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ВЮВ	ВЮВ	ВЮВ	Ю	ЮЮВ	ЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ	
Дарваза	0,99	0,66	1,27	1,77	4,45	2,20	1,15	0,16	0,16	0,15	0,05	0,88	2,63	12,98	5,53	3,58	1,01
Ербентг	0,56	0,45	0,63	0,53	1,31	1,92	1,72	0,17	0,02	0,02	0,16	0,02	0,38	5,06	6,38	1,86	0,77
Бахардок	0,20	0,12	0,22	1,67	3,92	4,40	1,07	0,01	0,16	0,01	0,04	0,04	0,19	1,75	4,64	5,56	0,46
Қарыкуль	0,05	0,09	47,92	0,02	1,58	2,78	44,78	0,10	0,16	0,16	0,01	0,01	0,35	0,91	2,04	4,66	0,87
Бахарден	0,09	0,01	0,14	0,02	0,41	0,34	0,66	0,05	0,38	0,04	2,72	0,00	0,95	0,21	4,17	0,05	
Ашхабод, Кеши	0,02	0,10	0,00	0,05	2,62	1,25	0,02	0,16	0,04	0,05	0,05	0,10	0,33	4,13	5,14	0,42	
Қаахка	0,06	0,05	0,00	0,35	2,63	1,21	0,40	0,01	0,00	0,00	0,07	0,01	0,58	0,38	8,38	0,70	
Теджен	0,43	0,03	0,03	0,02	2,26	1,08	1,05	0,04	0,32	0,00	0,38	0,01	1,56	11,80	47,34	0,70	

7. Местные интенсивные размывы берегов и дна и связанное с этим образование больших обвалов и оползней, приводящих к местному перенасыщению потока наносами и их отложению в русле канала. Они образуются в различных местах русла и с самыми разнообразными характеристиками.

8. Наличие выступа (мыса) или выбоины в берегу канала (воронка дейгиша) способствует появлению отмели (гряды), расположенной под углом к основному потоку.

9. Разрушение берегов от судовых и ветровых волн создают скопления наносов на вогнутых частях канала.

Характерной чертой руслового процесса в песчаной зоне Каракумского канала является дейгиш. Это интенсивный местный размыв берега или дамбы воронкообразной формы. Процесс размыва при образовании дейгиша совершается интенсивно, доходя в некоторых случаях до 2 м/ч.

Также необходимо отметить влияние ветра на русловой процесс в Каракумском канале, которое выявляется:

1. Сгоном и нагоном воды вдоль по каналу, создающем временные подпоры и спады.

2. Нагоном воды к одному берегу и возникновением циркуляционных течений, приводящих к углублению русла у наветренного берега.

3. Переотложением песков, обнажающихся при русловых отмелях.

4. Поступлением пустынного песка в русло канала. Поступления такого рода вполне сопоставимы с измеренным в канале грядовым расходом донных наносов (1 – 2 кг/с).

КОЭФФИЦИЕНТЫ ШЕРОХОВАТОСТИ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Как известно [1, 2, 3, 4], для оценки гидравлических сопротивлений речных русел используются коэффициенты шероховатости. Однако методику их определения и оценки нельзя признать совершенной. Она требует существенной модернизации. Решение этой проблемы имеет большое практическое значение, в частности для расчета пропускной способности речных русел и искусственных водотоков.

В практических расчетах, особенно при отсутствии данных натурных наблюдений, для определения коэффициентов шероховатости широко применяются соответствующие таблицы (М.Ф. Срибно-го, В.Т. Чоу, Дж.Бредли, И.Ф.Карасева и др.). Исследования последних лет показали [1, 2], что использование их приводит к существенным погрешностям расчетов. Только за счет недостаточной точности определения n эти погрешности могут достигать 300 – 400% т.е. далеко выходят за допустимые пределы.

Поэтому для совершенствования таблиц был использован принципиально новый подход, применяемый при обработке описательной (нечисловой) информации, заключающейся в формализации процедуры определения коэффициентов шероховатости по описательным признакам. Основными из них являются: извилистость, характер грунта, слагающего ложе реки, засоренность русла, наличие русловых деформаций и характер берегов

Разделив встречающиеся в таблицах признаки на пять групп и присвоив большей степени проявления признака более высокий балл, была составлена таблица балльных оценок, представляющая собой комбинацию номинальной и порядковой шкал. Номинальной шкалой являются описательные признаки, а порядковой – проявление признака в каждой группе, оцениваемое в баллах.

Экспертные оценки осуществляются следующим образом. На основании визуальных наблюдений или документальных описаний объекта (участка реки) эксперт определяет наличие данной группы признаков и присваивает ей балльную оценку.

Согласно существующей методике обработки мнений экспертов, предложенной Борелем, для статистической обработки описа-

Таблица 2.

Типы зависимости коэффициентов шероховатости от глубины

Характерные признаки типов	I	II	III	IV	V
Тип руслового процесса	Побочный	Ленточно-грядовый	Русловая много-рукавность	Сочетание прямолинейных	Пойменная много-рукавность
Грунты	Песчано-галечные Песчано-каменистые Песчано-илистые	Песчаные Галечно-каменистые Глинисто-илистые	Песчаные Галечные	Песчаные, галечно-каменистые	Песчаные гравелистые, песчано-галечные
Берега	Одернованные, заросшие Зарастающие, размываемые	Устойчивые, слабо-поросшие, одернованные	Неустойчивые, деформируемые	Берега могут быть крутыми, незначительно деформируемыми	Незначительно размываемые
Зарастаемость русла	Зарастает	Зарастает в межень незначительно	Зарастает у берегов	Незначительно зарастает у берегов	Незначительно зарастает у берегов
Деформации русел	Малоразмываемые русла, малоподвижные гребни перекаатов ниже гидроствора	Деформируемые русла, наносы могут перемещаться в виде гряд массового распространения	Деформируемые русла, наличие мезоформ ниже гидроствора	Деформируемые, наличие мезоформ выше гидроствора	Незначительно деформируемые, отсутствие быстрого движения крупных мезоформ
Прочие	Внутри года река может находиться в условиях, близких к пространственным	Влияние дна «затухает» при увеличении глубины, соответствующей 1/3 амплитуды колебания уровня	Амплитуда колебания уровня до 3 м	Амплитуда колебания уровня более 3 м	Глубина более 3 м

создающей подпор уровней до какого-то предела, вызвано влиянием гребней нижерасположенной мезоформы. Четвертый тип зависимости характерен для рек с поймой или значительными деформациями в паводок с амплитудами колебания уровня более 3 м. Увеличение n с ростом уровня связано с влиянием нижележащих перекатов, поворотов. Пятый тип зависимости близок ко второму, но характеризуется относительным постоянством n при изменении глубины. Для этого типа характерно отсутствие быстрого движения крупных мезоформ.

Анализ показал, что вся исходная информация распределилась следующим образом: 90% графических зависимостей отнесены ко II-му типу – 98 постов, 20 постов к I-му типу, 14 постов к III-му типу, 13 постов к IV-му типу, 14 постов к V-му типу.

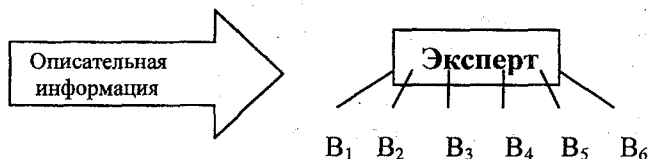
Для дальнейших расчетов были приняты данные по второму типу, так как число членов ряда по другим типам явно недостаточно для расчетов и анализа расчетных зависимостей.

Расчетное значение коэффициента шероховатости определялось по формуле:

$$n = \sum A_i B_j,$$

где A_i – весовой коэффициент, B_j – балльная оценка степени проявления признака.

Схематически процесс расчета n может быть представлен в виде:



Эксперт выносит суждение о величине факторов, от которых зависит n . Причем, эксперт производит «расчет» только с точностью цены деления шкалы. Таким образом, задача сводится к определению цены деления каждый из набора шкал.

Значения коэффициентов A_i были получены по данным наблюдений на гидрологических постах (методом наименьших квадратов), а коэффициент шероховатости определен обратным пересчетом на основе исходной натурной информации и формулы Шези.

Контрольные расчеты, выполненные на основе независимой информации, подтвердили эффективность данной методики и необходимость ее дальнейшего совершенствования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н.Б., Самусева Е.А. Системный подход к оценке сопротивлений речных русел. – СПб.: РГТМИ. 1992.
2. Барышников Н.Б. Системный подход к определению русловых сопротивлений движению потоков.
3. Барышников Н.Б., Попов И.В. Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометеоздат 1988.
4. Гришанин К.В. Гидравлические сопротивления естественных русел. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992.

УДК556.53:581.526.3

Е.С. Батурина, Т. Векишина

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ РЕК, ЗАРОСШИХ ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ

В последнее время в гидрологии все чаще встает проблема изучения рек, заросших водной растительностью. Это связано, во-первых, с тем, что большинство рек России являются средними и на них наблюдается зарастание в вегетационный период, во-вторых, повышается загрязненность рек, в том числе различными видами удобрений, а следовательно, повышается температура речной воды, происходит интенсивное развитие водной растительности, особенно вблизи крупных населенных пунктов и сельхозугодий. Изменения, происходящие в потоке при его зарастании, заключаются в следующем:

- наличие растительности в русле создает большие дополнительные сопротивления, что повышает уровни воды и понижает скорости по сравнению с незаросшим руслом (при одинаковых уровнях);
- повышение уровня воды приводит к уменьшению скорости истощения подземных вод, особенно в меженьный период;
- интенсивное развитие растительности, особенно на ранее незарастающих реках приводит к изменению режима транспорта наносов, занесению и заболачиванию водотоков;
- при прохождении паводков и половодий масса растительности, прижимаемая скоростным потоком ко дну и уплотнением, соз-

дает стеснение русла; при этом одинаковые расходы воды проходят при разных уровнях в свободном и зарастающем руслах;

Велика роль растительности и в процессе самоочищения речных вод, так как многие ее виды поглощают из воды различные вредные примеси, тем самым временно улучшая ее качество, так как после отмирания растительности эти вредные вещества так или иначе вновь попадают в воду.

Все эти изменения приводят к тому, что расчеты, обычно применяемые для определения характеристик потока, не подходят для расчетов заросших русел.

Для изучения заросших русел так же, как для изучения незаросших, необходимо знать структуру водотоков. Зарастание русла может быть как полным, так и частичным, причем и по глубине и по ширине. Для детального рассмотрения зарастающего русла в 1993, 1996 гг., а также в 1998 – 2000 гг. на участке р. Оредеж были проведены натурные наблюдения, обработанные позднее. Для исследований было выбрано несколько участков с различными видами и степенью зарастания русла (сплошное, у берегов, отдельными участками по ширине и др.). На этих участках производились измерения скоростей течения в ненарушенном заросшем потоке, а также картирование расположения растительности (в плане и по глубине) при различных уровнях воды в течение длительного периода времени.

На основе этой информации разработано несколько схем расположения растительности, таких, как сплошное зарастание, заполняющее все русло, его часть по глубине, только у берегов. При этом в глубине русла находится незаросший участок и, наконец, схема, в которой наблюдается чередование заросших и незаросших участков.

При изучении потока, частично зарастающего по ширине, его можно рассматривать как поток при пропуске паводков с затопленной поймой. При изучении структуры потока в вертикальном разрезе в общем случае в нем можно выделить два слоя: первый – с растительностью, второй, расположенный выше – свободный. Между этими двумя слоями существует зона динамического взаимодействия, которая постоянно изменяется и в которой происходит волновое движение. Было найдено, что волны на поверхности растительности увеличивают скорость течения, т.е. уменьшают коэффициент трения по сравнению с движением над неподвижной растительностью (отметим, что аналогичные выводы были сделаны при иссле-

довании подвижных и неподвижных гряд). При расчетах характеристик русла, частично заросшего по глубине, обычно изучают отдельно заросший и незаросший слои, так как гидравлические сопротивления этих потоков определяются различными факторами. Движение воды в заросшем участке определяется, в основном, не зернистой шероховатостью, а растительностью (ее густотой, высотой, и т.д.). Движение в свободном потоке над растительностью происходит, в основном, под действием таких же факторов, что и движение в незаросших руслах, с тем отличием, что скорость на нижней границе такого потока не равна нулю, а также нижняя граница находится в постоянном движении.

Отметим, что некоторые авторы [4] разделяют нижний, зарастающий слой еще на два слоя:

— первый, находящийся у дна, в пределах которого скорости потока слабо изменяются и являются небольшими;

— второй, расположенный выше и идущий до зоны, свободной от растительности, в котором скорости сильно изменяются и являются значительными.

Из всего вышеперечисленного можно вынести два представления о виде эпюры в заросшем русле:

1. Поток разделен на два слоя. В первом и втором слоях эпюра имеет вид логарифмической зависимости, при этом в первом слое скорость на нижней границе равна нулю, а во втором — равна скорости на верхней границе первого слоя. Граница между этими двумя потоками непостоянна и изменяется в результате непрерывного волнового движения.

2. Поток разделен на три слоя. В самом нижнем слое эпюра имеет практически прямолинейный вид, но скорость слабо изменяется по вертикали. Во втором слое эпюра имеет вид логарифмической зависимости, скорости значительно изменяются с глубиной. Третий слой имеет такую же эпюру скоростей, что и второй слой в первом случае.

Все эти трудности при определении структуры потока, а также сильная зависимость характеристик растительности от множества факторов, которые можно не учитывать при расчете потоков с зернистой шероховатостью, приводят к тому, что основные методы по расчету характеристик зарастающих потоков являются эмпирическими и полуэмпирическими. При этом методы, основанные на натурных измерениях, чаще всего разрабатывались на основе инфор-

мации по затопляемым поймам и, по-видимому, могут применяться для потоков в руслах, частично заросших по ширине.

Наиболее известный и самый распространенный в настоящее время метод – использование при расчетах коэффициента зарастания. Второй метод – использование временных кривых при прохождении паводков и половодий, когда кривая $Q = f(H)$ заросшего русла располагается левее кривой для свободного русла.

Из полуэмпирических зависимостей для определения параметров потока в заросшем русле можно привести зависимости, предложенные Ю.Н. Соколовым и А.С. Головатюк, на основе данных о потоках, протекающих по заросшей пойме:

$$n_n = 0,41 P^{0,31},$$

где P – обобщенный параметр растительности.

$$P = \sum S_i h_i \sigma_i / (a h_p),$$

где S_i – проекция размеров растительности на вертикальную плоскость; h_i – высота растительности, затопленной водой; σ_i – параметр, учитывающий степень сплошности растительности; a – линейный размер участка; h_p – средняя высота растительного элемента.

Аналогичный подход к проблеме назначения коэффициента шероховатости на пойме предлагает С.Н. Нечипоренко [2]. Он отмечает недостаток существующих таблиц и предлагает связывать сопротивление лесокустарников с их биометрическими параметрами, а также определять коэффициент шероховатости поймы, покрытой многоярусной растительностью по следующей формуле:

$$n_n = \frac{N_1 D_1 H_1^{3/4} K_1 \rho_1}{2gS} + \frac{N_2 D_2 H_1^{1/3} K_2 \rho_2}{2gS} + \frac{N_3 D_3 H_1^{1/3} K_3 \rho_3}{2gS} + n_0,$$

где n_n – коэффициент шероховатости поймы; N – количество деревьев в массиве; H – средняя глубина потока в лесу; S – площадь лесного массива; K – коэффициент сопротивления, назначаемый по приводимой в [2] таблице; ρ – коэффициент нарастания средней ширины миделевого сечения растения по глубине потока.

Как считает С. Н. Нечипоренко, практическая трудность измерения коэффициента нарастания средней ширины миделевого сечения растения по высоте деревьев препятствует широкому применению данного метода на практике.

Подход, основанный на применении баланса сил, действующих в заросшем потоке, но с применением эмпирически полученных параметров растительности, предложил В.С. Боровков [1]. Скорость в заросшем участке потока предлагается определять по следующей формуле:

$$\frac{U}{U_p} = 1 - \frac{\operatorname{sh}\left(\frac{1}{Kj} \left(1 - \frac{z}{h_p}\right)\right)}{\operatorname{sh}\left(\frac{1}{Kj}\right)},$$

где U – средняя скорость в пределах растительного слоя; U_p – осредненная местная скорость; h_p – высота растительного слоя; j – обобщенный параметр растительности, находящийся обратным пересчетом; K – постоянная Кармана.

Последняя методика была опробована в дипломной работе Н.В. Осиповой [3] на примере р. Оредеж. Однако методика не дала ожидаемых результатов и может быть использована лишь при ограниченных условиях.

В последнее время для изучения заросших русел часто применяется физическое моделирование. Однако оно также является малоэффективным и дает, в основном, лишь приближенные результаты. Это связано с тем, что в лабораторных условиях часто невозможно установить точное подобие модельной и натурной растительности.

Все эти исследования позволяют сделать вывод о том, что, несмотря на их многочисленность и, безусловно, большую практическую значимость, они нуждаются в доработке и уточнении, а также о необходимости новых путей в решении данной проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровков В.С. Руслые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 286 с.
2. Нечипоренко С.Н. Определение коэффициента шероховатости лесостарников на основе измерения их биометрических параметров. Материалы научной конференции по проблемам гидрологии рек зоны БАМ и Дальнего Востока. – Л.: Гидрометеиздат, 1986, с. 444 – 449.
3. Осипова Н.В. Дипломный проект на тему: " Гидравлические сопротивления речных русел, заросших растительностью."
4. QUERNER E.P. Aquatic weed control an integrated water management framework. – Wageningen (The Netherlands): DLO Winand Staring Centre, 1993. – 203 pp.

ПОЙМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

В ранние периоды поймы использовались, прежде всего, в сельскохозяйственных целях. Что вызвано их высокой продуктивностью, связанной с ежегодным обновлением гумусового слоя пойм в периоды паводков и половодий, а также их близости к источникам чистой пресной воды. Таким образом, при незначительных материальных затратах они способны давать высокие урожаи сельскохозяйственных культур, значительно превышающие урожаи на водораздельных площадях. В связи с энергетическим использованием рек, которое возросло в последние годы, появились новые проблемы, связанные с формированием и развитием пойм при попусковом режиме работы водохранилищ вышерасположенных ГЭС. В связи с интенсивным гидротехническим строительством стоит вопрос о влиянии локальных гидротехнических сооружений (мостовые переходы, насыпи автомобильных и железных дорог, водозаборов и тд.) на процесс формирования пойм. Большое значение имеет регулирующая способность пойм при пропуске высоких паводков и половодий. Поскольку, в связи с глобальным потеплением климата, количество катастрофических половодий и паводков неуклонно растет как у нас в стране (Приморский край, Дальний Восток и др.), так и за рубежом в Англии, Франции и других странах. Итак, актуальность изучения пойм и процессов, в них происходящих, повышается в связи с возрастающим использованием их человеком и, как следствие, увеличивающимся влиянием на них антропогенного фактора. Однако, несмотря на то, что довольно длительный период времени занимаются изучением пойменных процессов, проблема еще далека от решения.

Наиболее острыми являются следующие проблемы:

- разработка методики расчетов затопления и опорожнения пойм и пойменных массивов различных типов;
- расчетов частоты и периодичности затопления пойм;
- расчетов аккумулирующей и регулирующей способностей пойм;
- разработка методик измерения и расчетов продольных и поперечных уклонов свободной поверхности пойменных потоков;

- разработка научнообоснованной методики расчетов пропускной способности русел с поймами.

Рассмотрим кратко основные результаты исследования этих проблем. Наиболее полно изучен процесс затопления и опорожнения пойм свободно меандрирующих рек, поскольку этот тип пойм наиболее часто встречается на равнинных реках. Несколько хуже исследованы процессы затопления и опорожнения пойм других типов. В то же время известно, что характер затопления пойм главным образом определяется их типом.

В ГГИ были выполнены натурные исследования гидравлики затопления пойм различных типов на ряде рек нашей страны с использованием как наземных [2, 4, 5], так и аэрометодов [6, 8 и др.]. В частности, исследовался процесс затопления и опорожнения отдельных пойменных массивов на реках со свободным и незавершенным меандрированием, а также пойменной многорукавностью. Процесс затопления таких пойм имеет ряд общих черт и поэтому можно выделить несколько фаз их затопления.

Первая фаза — затопление низовых частей пойменных массивов. В эту фазу основным является заполнение обширных аккумулятивных емкостей, приводящее к снижению расходов воды, в том числе и максимальных, в основном русле. Вторая фаза, соответствующая средним уровням затопления поймы, характеризуется тем, что вода из русла поступает на массив через верховые прорвы и понижения прируслового вала в верхней части массива. Третья фаза характеризуется образованием сквозного русла пойменного транзитного потока, наблюдающегося при высоких, близких к 1%-ной обеспеченности уровнях воды. Пойма практически вся затоплена, за исключением отдельных повышенных останцев, образующих острова. Деятельность прорв затухает. В этой фазе наиболее полно проявляется взаимодействие руслового и пойменного потоков и возможен кинематический эффект на отдельных пойменных протоках с различной шероховатостью и глубиной. Он также возможен и на границах потоков, образующихся при поступлении пойменных вод в русло через прорвы. Аналогичные фазы можно выделить и при опорожении пойм на спаде половодья. Только в этом случае процесс будет обратным, т.е. аккумуляция сменяется частичным возвратом вод из поймы в русло.

В настоящее время методы расчета гидравлики затопления и опорожнения пойм разработаны недостаточно. В 1973 г. Н.Е. Кондратьев опубликовал методику расчета затопления и опорожнения отдельного пойменного массива при свободном меандрировании [9]. Эта методика основана на гидравлическом расчете пропускной способности верховых и низовых прорывов и на планово-высотных и аэрофотосъемочных материалах. Однако эта методика имеет и некоторые недостатки. Автором не рассмотрены случаи прохождения катастрофических или близких к ним паводков, когда наблюдается перелив воды через прирусловые валы, а также когда русловой и пойменный потоки, сливаясь, образуют транзитный поток. Сделан еще ряд допущений: недоучитываются возможные деформации дна в прорывах; допускается, что дно прорыва горизонтальное; и др. Поэтому далее направление нуждается в дальнейшей доработке.

Следующая рассмотренная проблема является актуальной для сельского хозяйства. Продолжительность затопления и толщина слоя воды на пойме определяют возможность произрастания того или иного вида растительности. Частота и продолжительность затопления пойм определяются высотой и продолжительностью стояния паводочных уровней, т.е. режимом реки и, в конечном счете, климатическими и физико-географическими особенностями ее бассейна.

Расчет этих важных для сельского хозяйства характеристик обычно производят по данным наблюдений за уровнями воды на водомерных постах, расположенных на берегах рек. В то же время В.Ф. Усачев [10] и Ю. И. Каменсков [3] обнаружили значительные несоответствия в колебаниях уровней воды в русловой и пойменной частях потока, на широких поймах. Это приводит к тому, что уровни и глубины затопления различных частей таких пойм существенно отличаются.

Расчет аккумулирующей и регулирующей способности пойм также очень важен. В отличие от русла пойма имеет значительную ширину и, соответственно, площадь поверхности, поэтому при их затоплении значительные объемы воды идут на заполнение пойменных емкостей. С увеличением уровней ширины пойм обычно значительно увеличиваются, соответственно происходит и увеличение объемов воды, заполняющей их емкости, а следовательно, и уменьшение паводочных расходов воды, что приводит к расплыванию паводочной волны по мере ее движения по руслу с поймами.

Вода, поступившая на поймы в период подъема уровней, частично возвращается в русло на спаде половодья. Часть же объема воды составляют так называемые безвозвратные потери, к которым относятся потери на испарение, инфильтрацию, заполнение различных пойменных емкостей и понижений рельефа. Величину потерь связанных с инфильтрацией и испарением в значительной мере определяют климатические и физико-географические условия, а также продолжительность затопления поймы.

Определение объемов аккумуляции воды поймами затруднено денивеляциями уровней на них. Изменение уровней в различных частях больших сложного строения пойм не всегда происходит синхронно и часто не соответствует ходу уровней в основном русле. Также затруднения вызваны еще и отсутствием сведений об уровнях и уклонах водной поверхности в различных частях поймы. Поэтому большинство исследователей определяют эти объемы приближенным способом, принимая уровни воды на поймах горизонтальными и равными уровню в основном русле.

В настоящее время для расчета объемов затопления пойм и пойменных массивов используются аэрометоды и спутниковая информация. Усовершенствование этой методики связано с улучшением качества исходной информации, поступающей со спутников.

Конкретные же сведения об аккумулярующей способности пойм весьма ограничены и методика ее расчета не является однородной. Наиболее детальные и полные расчеты произведены Б. В. Поляковым по данным наблюдений на р. Дону в 1927 г. [7] и в РГГМУ Н. Б. Барышниковым [1].

В рамках изучения аккумулярующей и регулирующей роли поймы рассматривался вопрос оценки потерь на заполнение бессточных пойменных емкостей и понижений рельефа, инфильтрации и испарения с их поверхности в период попуска паводков. Потери воды на заполнение бессточных пойменных емкостей и понижений рельефа поймы невелики, ибо их заполнение происходит за счет талых вод, поступающих на поймы при меженных уровнях воды и таяния снега на самой пойме. Несколько сложнее оценка потерь при затоплении поймы паводками в летне-осенний период. Методы непосредственного расчета этих величин в литературе не приводятся, а попытки их оценить по данным гидрологических измерений мало эффективны из-за низкой точности. Возможны методы косвенной

оценки, основанные на крупномасштабных планово-высотных съемках пойм, но их точность невелика.

Уклон свободной поверхности является одной из основных гидравлических характеристик потока, применяемых в расчетах, как при равномерном так и при других видах движения. Известно, что уклоны пойменного потока не соответствуют уклонам руслового потока [7]. Характер их изменения определяется морфологическими особенностями расчетного участка. Особенно сложен он на поймах сложного морфологического строения, таких, как поймы свободного и незавершенного меандрирования и пойменной многорукавности. В процессе их затопления как продольные, так и поперечные уклоны пойменных потоков могут значительно изменять свое направление. Установление зависимостей для расчета этих уклонов, по-видимому, возможно только на основании учета морфологических особенностей расчетного участка, определяющего характер взаимодействия потоков в русле и поймах.

Одной из актуальнейших проблем остается проблема расчета пропускной способности русел с поймами, в частности, при проектировании различных водопропускных сооружений, когда требуется подсчет годового и максимального стока, и в ряде случаев возникает необходимость расчета максимальных расходов в руслах и поймах. Существует ряд основных методик расчета, каждая из которых имеет свои достоинства и недостатки.

К сожалению, все эти методики имеют существенные недостатки и требуется их совершенствование. Однако их детальный анализ выходит за рамки данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 152 с.
2. Великанова З.М., Ярных Н.А. Натурные исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье. – Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 33 – 53.
3. Каменсков Ю.И. Учет пойменных процессов меандрирующих рек при выявлении мелиоративного фонда. – Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. Л., 1979. – 19с.
4. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снитченко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 272с.
5. Копалиани З.Д., Федорова З.Н. Натурные исследования процессов затопления поймы и развитие пойменных течений на р. Полометь у с. Заречье. – Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 26 – 32.
6. Королев В.М., Снитченко Б.Ф., Усачев В.Ф. Авиазмерения расходов воды в Обь-Иртышском гидрографическом узле в половодье 1974 г. – Труды ГГИ, 1977, вып. 245, с. 41 – 53.

7. Поляков Б.В. Гидрология бассейна р. Дона. – Ростов-на-Дону: Изд. Управления Главного инженера строительства Волго-Дона, 1930. – 331 с.
8. Попов И.В., Гаврин Ю.С. Применение аэрофотосъемки к оценке процессов затопления и опорожнения речных пойм и развития пойменных течений. – Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 4 – 25.
9. Рекомендации по учету руслового процесса при проектировании ЛЭП. – Л.: Гидрометиоиздат, 1973. – 180 с.
10. Усачев П.А., Лыло В.М. Методические ошибки в изучении гидравлического режима рек Дальнего Востока. – Информ. Письмо №3 (31), Хабаровск, УГМС ДВ, 1963, с. 34 – 40.

УДК 556.536

Т.А. Горшкова, А.В. Симанович

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ШИРИНЫ ПОТОКОВ НА ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ В СИСТЕМЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Пропускную способность в речной гидравлике обычно оценивают на основе формулы Шези:

$$V = C\sqrt{RI}, \quad (1)$$

где V – средняя скорость потока; R – гидравлический радиус $R = \omega/\chi$ (ω – площадь поперечного сечения русла, χ – длина смоченного периметра русла); I – уклон свободной поверхности; C – коэффициент Шези $[m^{0,5}/c]$.

В действительности формула Шези (1) справедлива только для равномерного движения. Движение потока в каналах, и особенно в реках, может считаться равномерным только в среднем, так как наблюдается чередование участков с возрастанием и убыванием глубин, а следовательно, с замедлением и ускорением течения.

А.В. Караушев [9] детально рассмотрел условия допустимости принятия движения речного потока за равномерное. Так, течение на участке большого протяжения может считаться равномерным, если чередование зон местного уменьшения или увеличения средней скорости течения, площади поперечного сечения, уклона свободной поверхности и др. не имеет тенденции только к увеличению или только к уменьшению этих гидроморфометрических характеристик. В свою очередь, течение на малом участке речного потока может

считаться равномерным, если изменения гидроморфометрических характеристик на нём оказываются незначительными.

Выбор формулы для вычисления коэффициента Шези, входящего в формулу (1), не представляется простым даже при самом поверхностном взгляде на этот вопрос. П.Ф. Горбачёв [5] проанализировал более 200 формул; в настоящее время их более 300. Факт их изобилия, по мнению Д.Е. Скородумова [14], свидетельствует о неустойчивости оценок и взглядов в этой области.

Отсутствие определённости в представлениях о кинематической структуре турбулентного потока приводит к необходимости интегральной оценки всех видов сопротивлений по эмпирическим данным. К числу таких формул, основанных на статистической обработке данных, относят, прежде всего, формулы Базена, Гангиле-Куттера, Маннинга ($\gamma = 1/6$), Форхгеймера, Павловского и др. Выведенные для условий плоского потока, включающие в себя коэффициент шероховатости n , имеют вид

$$C = \frac{R^\gamma}{n}. \quad (2)$$

Формулы типа (2) подразумевают прямую зависимость C от R , в то время как анализ построения этой зависимости по натурным данным (рис. 1) свидетельствует о том, что обратные зависимости $C = f(R)$ столь же распространены, как и прямые [3].

Ещё в начале века В. Линдбоэ и Зидек предложили формулы для расчёта средней скорости потока, учитывающие ширину русла. Так, Зидек установил обратную зависимость средней скорости от его ширины. С.Х. Абальянц [1] на основании анализа большого количества натуральных данных установил увеличение коэффициентов сопротивления λ с уменьшением размеров земляных каналов. Им сделан вывод – наряду с гидравлическим радиусом режим сопротивлений потока определяет его ширина.

И.И. Мечитов [12] считает, что в русле ограниченной ширины сопротивления больше, чем в широком. Г. Гарбрехт [15] приводит формулу для количественной оценки этого эффекта. В.Н. Гончаров [4] предложил критерий количественной оценки влияния формы и размеров поперечного сечения на пропускную способность русла. При отсутствии этого влияния, потоки перестают быть простран-

венными. Ших и Н. Григг [16] в специальных экспериментах показали, что при одних и тех же значениях гидравлического радиуса R и шероховатости поверхности лотка n , средние скорости течения V в нём различались более чем в два раза. Это подтверждается экспериментами, выполненными нами в РГТМУ. Х. Вагнер [17], исходя из предпосылок полуэмпирической теории турбулентности пришёл к неоднозначной зависимости коэффициента сопротивления λ от относительной ширины B/h .

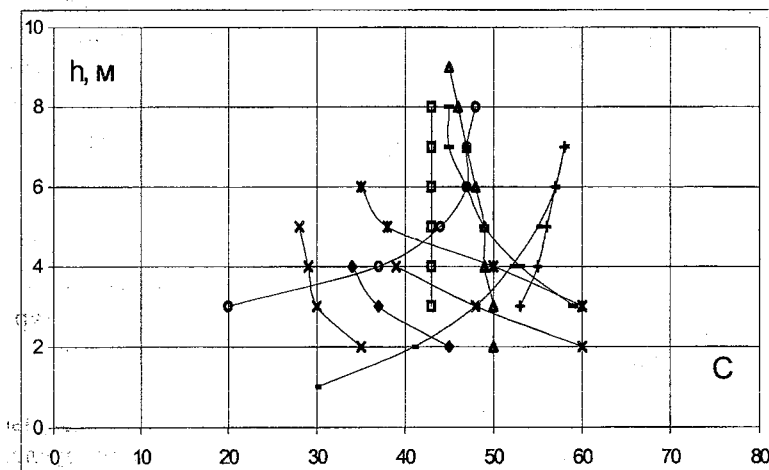


Рис.1. Зависимость коэффициента Шези C от средней глубины потока h по натурным данным.

И.Ф. Карасёв [6] вывел критерий квазиоднородности, учитывающий влияние боковых границ на динамическую структуру потока:

$$\theta = \frac{B \sqrt{2g}}{h C} > 1. \quad (3)$$

Ширина естественных русел почти всегда значительно превосходит глубину. Этим обеспечивается квазиоднородность кинематической структуры потока, при которой $\theta > 1$. Если влияние пульсационных составляющих и пристенных градиентов, осреднённых по вертикали скоростей, на кинематическую структуру соизмеримы,

что характерно для лотков и каналов, значения критерия уменьшаются и находятся в пределах $\theta = 0,3 \div 0,5$. Установлено, что величина $\theta = 4,5$ является разграничительным критерием. При $\theta < 4,5$ поток сохраняет форму компактной струи, имеющей размеры всего русла. С ростом $\theta > 4,5$ начинается внутреннее разветвление потока, при $\theta = 9,5$ в потоке образуются, по крайней мере, две обособленные ветви течения. В природе при этих условиях возможно формирование многорукавности.

С.Х. Абальянц [2] предложил свою формулу, учитывающую относительную ширину русла, немногим отличающуюся от формулы Г. Гарбрехта [15]. Необходимость особого учёта формы русла при определении коэффициентов сопротивления выявлена в более поздних работах А.К. Каземипура, С.Д. Апельта, К. Наллури, Б.А. Адероджи, С.В. Алтунина, В.С. Боровкова и др.

Казалось бы, этих прецедентов достаточно, чтобы принимать их во внимание при расчётах, но на деле в инженерной гидравлике всё остаётся по-прежнему: оценку гидравлических сопротивлений сводят к определению коэффициента Шези C для плоского потока, например по формуле Маннинга (2).

Связь гидравлических сопротивлений и глубины имеет неоднозначный характер (рис. 1). Чтобы эту связь уточнить, необходимо привлечь дополнительные факторы, прежде всего относительную ширину русла. Поэтому поставим перед собой задачу – особо учесть тормозящее действие стенок на поток, используя теорему количества движения, исходя из следующих предпосылок.

Как известно [10], движение потока в русле сопровождается возникновением крупномасштабных возмущений жидкости у стенок и дна. Эти возмущения представляются в виде "жидких корпускул". Они соизмеримы с высотой выступов шероховатости δ_ϵ и формируются в промежутках между ними из масс транзитной зоны потока, обладающих продольной и поперечной скоростями. Эти возмущения, сформировавшись у стенки, поступают в транзитный поток без задержки. В момент отрыва возмущений от стенки продольная скорость оказывается частично потерянной, а поперечная скорость принимает противоположное направление, что приводит к соответствующему изменению количества движения основного потока. Возникает импульс действующей на поток силы – проекции веса жидкости на направление движения.

Выделим отсек потока между сечениями, находящимися на расстоянии, равном масштабу возмущения, отрывающегося от стенки. В порядке первого приближения рассмотрим наиболее простую динамическую схему. На выделенный отсек действуют: P_1 и P_2 – взаиморавновешенные силы давления; $G = \rho g L \omega \sin \varphi = \gamma \delta_\varepsilon \chi R I$ – проекция силы тяжести; $\tau = \rho g R I = \frac{\gamma W^2}{C_0^2} \delta_\varepsilon \chi$ – сила трения по дну, оцениваемая по формуле Шези для плоского потока.

Здесь и дальше C_0 – коэффициент Шези, определяемый, например, по формуле Маннинга (2), характеризует сопротивление русла в условиях плоского потока при отсутствии тормозящего действия стенок; γ – удельный вес воды $\gamma = \rho g$; ρ – плотность воды; δ_ε – высота выступов шероховатости, или масштаб возмущения "жидких корпускул"; $\tilde{\chi}$ – относительный смоченный периметр $\tilde{\chi} = \chi / R$; n_0 – коэффициент шероховатости дна в условиях плоскогото потока.

Если считать, что количества движения (КД) поперечных перемещений жидкости взаимно скомпенсированы, то изменение количества движения, связанное с массообменом на боковых границах потока, будет равно:

$$\delta(KD) = \alpha \rho Q V dt = 2 \frac{\gamma}{g} R \delta_\varepsilon^2 V \alpha_0, \quad (4)$$

α_0 – коэффициент, учитывающий факторы массообмена, не учтённые в явном виде; t – фиксированный промежуток времени $t = \delta_\varepsilon / V$; α – коэффициент неравномерности распределения скоростей.

Фиксируя промежуток времени t , записываем уравнение количества движения:

$$2 \frac{\gamma}{g} \alpha_0 R \delta_\varepsilon^2 V = \left(\gamma R I - \frac{\gamma W^2}{C_0^2} \right) \delta_\varepsilon \chi \frac{\delta_\varepsilon}{V}. \quad (5)$$

В этих формулах α и α_0 – коэффициенты, учитывающие факторы массообмена и неравномерность распределения скорости соответственно; t – фиксированный промежуток времени.

Из полученной формулы можно найти выражение для коэффициента Шези с учётом тормозящего действия стенок:

$$C = C_0 \left(\frac{g\tilde{\chi}}{2\alpha_0 C_0^2 + g\tilde{\chi}} \right)^{1/2} = k_c C_0. \quad (6)$$

Приведённая оценка гидравлических сопротивлений может быть уточнена, если принять во внимание соображения, относящиеся к кинематической структуре потока [8]. Вероятность обмена количеством движения по уравнению (5) тем меньше, чем однороднее поток, т.е.:

$$P = P_0 + (1 - P_0)e^{-\theta}. \quad (7)$$

Для квазиоднородного потока при $\theta \gg 1$ постулированно принимаем весьма малое значение вероятности $P_0 = 0,03$.

Предполагается проводить расчёты с учётом пристенного слоя a , так как силы трения, выраженные членом $\frac{\gamma V^2}{C_0^2}$, действуют лишь на части ширины потока за вычетом поперечных размеров пристенных зон a . На основе соотношения В.М. Маккавеева [11] можно принять

$$a = \frac{28 \cdot 10^4 g^2 h}{C_0^2}. \quad (8)$$

Общее выражение для коэффициента C с учётом вероятности (7) и пристенного слоя (8), где $\tilde{a} = a/h$, выглядит так:

$$C = C_0 \left(1 - \frac{g \left(\frac{B}{h} - 2\tilde{a} \right) [0,03 + 0,97 \exp(-\theta)]}{2\alpha_0 C_0^2 + g \left(\frac{B}{h} - 2\tilde{a} \right) (0,03 + 0,97 \exp(-\theta))} \right)^{1/2}. \quad (9)$$

Для определения коэффициента α_0 было осуществлено разложение зависимости (9) в биномиальный ряд Ньютона вида $(a + b)^n$, состоящий из двух членов с последующим составлением факторных переменных уравнений линейной регрессии для C . Полученные уравнения адаптировались по натурным данным, по рекам ЕТР.

Для расчётов была привлечена информация об измеренных расходах воды из Гидрологических Ежегодников за период с 1955 по 1960 гг. по бассейнам равнинных рек ЕТР: Волге, Каме, Оке, Дону и Днепру. При этом особое внимание обращалось на описание постов, отсеивались зарегулированные и деформируемые реки.

Составив биномиальный ряд из двух членов, удалось получить коэффициенты при факторных переменных, а следовательно, и расчётную зависимость для C :

$$C = 0,78C_0 - 0,000464 \frac{C_0^3}{g(\tilde{b} - 2\tilde{a})P} \quad (10)$$

где $\tilde{b} = B/h$ – относительная ширина русла. Теснота связи зависимости (10) составляет $r = 0,7$. Формула (10) проверялась по натурным данным на независимом материале. Результаты проверочных расчётов показывают, что среднеквадратическое отклонение $\sigma_C = 6,5$, а относительная погрешность $\Delta C = 22,4\%$.

Очевидно, что процессы, происходящие в малой реке, будут отличаться от процессов, происходящих на большой реке. Исследование вопроса пропускной способности русел в рамках структуры речного бассейна позволит объективно оценить изменение гидроморфометрических характеристик русла "по длине" реки. Этого можно добиться, если использовать понятие "порядка" реки как универсальной характеристики потока. За основу нами была взята схема порядков потоков по Н.А. Ржаницыну [13].

Использование понятия порядка потока позволяет дать обоснование выбору расчётного базиса для определения общего уклона реки [7]. Под общим уклоном понимается средневзвешенное падение реки, отнесённое к участку значительного протяжения. Рассматривая речную систему, легко придти к выводу, что общие уклоны, диаметр частиц, коэффициент шероховатости одновременно уменьшаются от истока к устью. Это позволяет выразить коэффициент шероховатости через общий уклон и, соответственно, представить коэффициент Шези без характеристики шероховатости.

Следует учесть, что общий уклон – это ландшафтная характеристика, которая задана самим бассейном. В отличие от гидравлического уклона, общий уклон не изменяется с уровнем воды.

Известно, что степень устойчивости речного русла, может быть охарактеризована двумя взаимосвязанными друг с другом параметрами: параметром устойчивости (например Алтунина, Великанова, Лохтина, Маккавеева и др.) и относительной шириной русла. Обычно для оценки устойчивости русла применяют параметр Лохтина:

$$L = \frac{d}{i}, \quad (11)$$

где d – средний диаметр донных отложений (мм); i – уклон реки (падение в м/км).

Н.А. Ржаницын выполнил анализ числа Лохтина и поставил его в соответствии с порядком потоков [13]. Далее, воспользовавшись одним из соотношений $n = f(d)$, например, Штриклера – В.М. Маккавеева [9]

$$n = 0,03d^{1/6} \quad (12)$$

можно получить с учётом соотношения (11) значение коэффициента шероховатости, соответствующее определённому порядку потока. Но, чтобы избавиться от неопределённостей, связанных с выбором и установлением расчётного значения d , целесообразно привлечь зависимость Н.И. Маккавеева – Н.А. Ржаницына:

$$d = 340I^{0,74}. \quad (13)$$

Эта зависимость выведена на основании анализа большого количества натурального материала, полученного в результате специальных изысканий Н.И. Маккавеевым на рр. Волге, Дону, Днепре и др.

Решая совместно (12) и (13), получим зависимость для коэффициента шероховатости dna от общего уклона реки соответствующего порядка потока:

$$n_o = 0.08I^{0,12}. \quad (14)$$

Сравнение коэффициентов шероховатости n_o , рассчитанных по (14), и коэффициентов шероховатости, определённых по описательным таблицам n_T со значениями коэффициентов шероховатости, рассчитанными обратным пересчётом по формуле Маннинга (2), показало, что относительная погрешность $\Delta n_T = 34,3\%$, в то время как $\Delta n_o = 24,1\%$. То есть погрешности определения коэффициента шероховатости по формуле (14) меньше на 10 %, чем погрешности при использовании описательных таблиц, что согласуется с данными Н.Б. Барышникова [3].

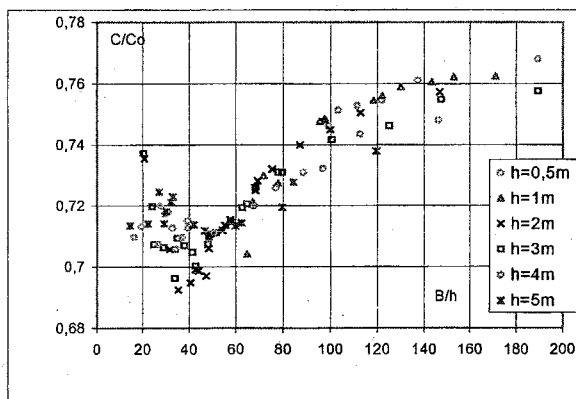


Рис.2. Зависимость относительного коэффициента Шези C/C_0 от относительной ширины B/h .

На основании зависимости (10) построен график (рис. 2) в координатах $C/C_0 = f(B/h, h)$. График иллюстрирует немонотонность функции. Максимум функции приходится на значения $B/h = 10 - 30$, минимум – на интервал $B/h = 40 - 50$ в зависимости от величины гидравлического радиуса (средней глубины). В дальнейшем кривая растёт, и выполаживаясь, стремится к некоторому постоянному значению параллельно оси B/h . Данная зависимость находится в хорошем соответствии с аналогичной зависимостью для каналов И.Ф. Карасёва [8], где максимум функции приходится на $B/h = 15 - 30$, а минимум на $B/h = 50 - 70$.

Выводы

Предложена системно-критериальная зависимость для расчёта коэффициента Шези, учитывающая влияние формы сечения русла. Установлено, что введение критерия квазиоднородности потока Карасёва позволило выявить перестройку кинематической структуры потока в зависимости от изменения формы сечения русла. Установлены два гидравлически наиболее выгодных интервала для рек $B/h = 10 - 30$ и $B/h > 100$. Определена область внутреннего расчленения потока на две обособленные струи, соответствующая $B/h = 40 - 50$. Это даёт основание полагать, что учёт относительной ширины русла должен являться неотъемлемой частью гидравлических расчётов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абальянц С.Х.* Гидравлические сопротивления в земляных каналах. Наблюдения гидравлических элементов в оросительных каналах Средней Азии. – Труды САНИИРИ., вып. 108. Ташкент., 1960.–80с.
2. *Абальянц С.Х.* Устойчивые и переходные режимы в искусственных руслах. – Л.:Гидрометеоздат, 1981. – 240с.
3. *Барышников Н.Б., Самусева Е.А.* Системный подход к оценке сопротивлений речных русел. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 79с.
4. *Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометеоздат, 1962. – 374с.
5. *Горбачёв П.Ф.* Формулы скорости течения жидкости. – М.–Л.: Стройиздат. – 1936. – 168с.
6. *Карасёв И.Ф.* Русловые процессы при переброске стока. – Л.: Гидрометеоздат., 1975.– 288с.
7. *Карасёв И.Ф.* Речная гидрометрия и учёт водных ресурсов. – Л.:Гидрометеоздат, 1980. – 310с.
8. *Карасёв И.Ф., Коваленко В.В.* Стохастические методы речной гидравлики и гидрометрии. – СПб.: Гидрометеоздат – 1992. – 208с.
9. *Караушев А.В.* Речная гидравлика. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 416с.
10. *Маккавеев В.М.* О структуре граничного слоя турбулентного потока. – Труды ЛИВТ. вып. 24.–1957., с.3–11.
11. *Маккавеев В.М.* Вопросы теории турбулентности и движения наносов. Труды ГГИ., вып.100, 1963., с.54–57.
12. *Мечитов И.И.* Гидравлические исследования работы берегозащитных сооружений. – Ереван, 1960.–42с.
13. *Ржаницын Н.А.* Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеоздат, 1960. – 238с.
14. *Скородумов Д.Е.* Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов до высших уровней. – Труды ГГИ. Л.: Гидрометеоздат, 1960, – с. 3 – 44.
15. *Gabrecht G.* Abflussberchnungen fur Flusse und Kanale.-Wasser-Wirtschaft. 1961.–n.2, 3.
16. *Shih K., Grigg M.A.* Reconsideration of hydraulic radius as a geometric quantity in open channel hydraulics.– Proc.XII Congr. IAHR., 1967.– p.14.
17. *Wagner H.* Beitrag zur Ablusberechnung offener Gerinne. Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universitat Dresden. Jahrgang. 21. Heft.-3. TU.-Dresden., 1972.

УДК 565.536

Е.В. Польцина, Н. Паршина, Н.Б. Барышников

К ВОПРОСУ О ПРОПУСКНОЙ СПОСОБНОСТИ ПОЙМЕННЫХ РУСЕЛ

Резкое увеличение мощности и количества катастрофических паводков как на реках Западной Европы, так и в других регионах (Китай, США и др.) вновь ставит вопрос о совершенствовании методов расчетов пропускной способности пойменных русел.

Каково же состояние данной проблемы в настоящее время и каковы наиболее перспективные пути ее развития?

Как известно, Наставлением [1], которое, кстати, никто не отменял, рекомендуется выполнять расчет по формуле равномерного движения посредством деления сложного русла на русловую и пойменную составляющие:

$$Q = Q_p + Q_n = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_n C_n \sqrt{h_n I_n}.$$

Анализ данной методики показал, что погрешности расчетов за счет эффекта взаимодействия потоков значительно превышают допустимые пределы и могут превышать сотни процентов. Поэтому рядом исследователей [2] предложено вводить коэффициенты к русловой и пойменной составляющим:

$$Q = k_p Q_p + k_n Q_n \text{ или } Q = k (Q_p + Q_n),$$

где $k_p < 1$, $k_n > 1$, а $k < 1$

Однако методика расчетов этих коэффициентов несовершенна. Она основана на лабораторных данных ограниченного объема.

Д.Е. Скородумовым [5] предложена, а позднее Н.Б. Барышниковым [6] усовершенствована методика расчетов, основанная на системе уравнений движения потока с переменной по длине массой (для потоков в руслах с односторонней поймой) в виде

$$I_p = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_p + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_p + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\alpha_B V}{g} \right)_p + \left(\frac{qV'}{gF} \right)_p \quad (2)$$

$$I_n = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_n + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_n + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\alpha_B V}{g} \right)_n + \left(\frac{qV'}{gF} \right)_n \quad (3)$$

$$\frac{\partial(Q_p + Q_n)}{\partial x} + \frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial t} = q_c \quad (4)$$

где α_K, α_B – коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; $q = q_B + q_C$ – расход воды на единицу длины потока за счет эффекта взаимодействия потоков (q_B) и склонного стока (q_C); V' – скорость массообмена между русловым и пойменным потоками;

Для применения этой методики необходим большой объем исходной информации, которым расчетчики обычно не располагают.

Однако контрольные расчеты, выполненные на основе специальных наблюдений ГТИ только на реках Луга и Пьяна, позволили оценить влияние членов, учитывающих неравномерность движения и массообмен между русловым и пойменными потоками соответственно в 55% и 20%. Эти величины существенно превышают погрешности измерений и свидетельствуют о необходимости их учета.

Дальнейшим этапом развития явилась разработка графических эмпирических зависимостей относительных скоростей русловых потоков, уклонов водной поверхности и коэффициентов шероховатости русел от определяющих факторов, полученных в РГТМУ (рис. 1, 2).

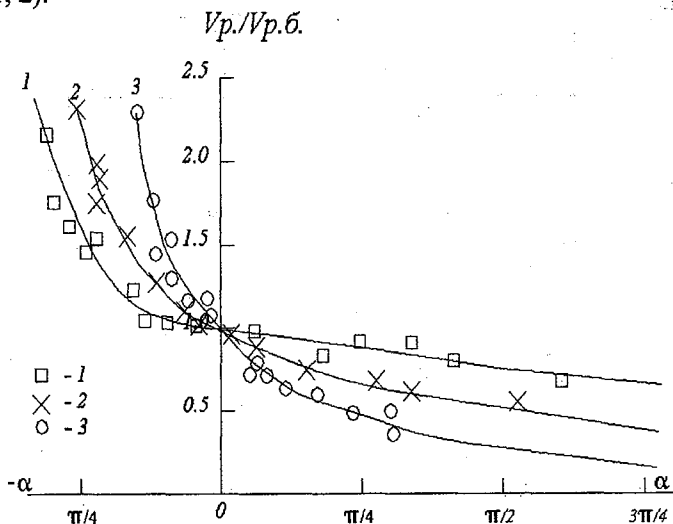


Рис. 1. Зависимости $V_p / V_{p.б.} = f(\alpha)$ для соотношения $h_p / h_{p.б.} = 1, 1,25$ и $1,5$.

Контрольные расчеты, выполненные на основе независимой информации, подтвердили высокую эффективность методики.

Дальнейшие исследования в этом направлении связаны с разработкой методики, основанной на применении плановой задачи. К сожалению, для ее реализации также необходима информация, которой расчетчики обычно не располагают.

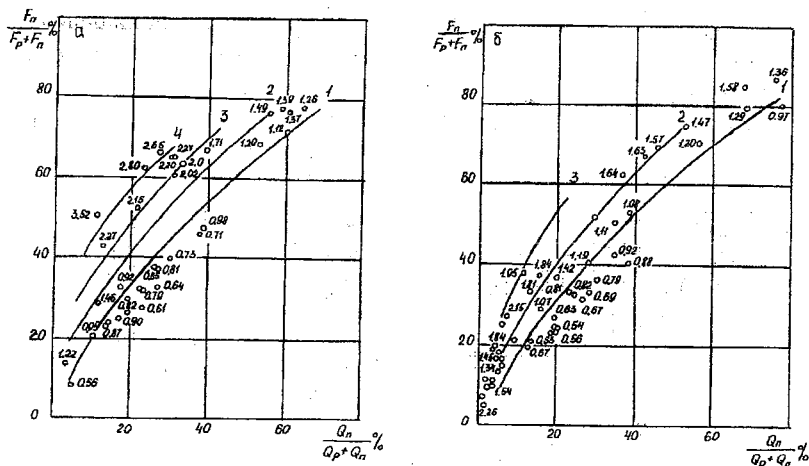


Рис. 2. Зависимости $Q_n / (Q_p + Q_n) = f(F_n / (F_p + F_n), n_n / n_p)$ (по С.Л. Галактионову);

а и б — соответственно третий и четвертый типы взаимодействия потоков.

Около точек значения n_n / n_p : 1 — $n_n / n_p = 1,0$; 2 — $n_n / n_p = 1,5$;

3 — $n_n / n_p = 2,0$; 4 — $n_n / n_p = 2,5$;

Следует отметить методику расчета средней скорости русла пойменного потока, предложенной М.Ю. Захарченко и основанной на одном из основных законов физики равенства импульса силы изменению количества движения. В результате сложных преобразования и ряда допущений в конечном итоге формула имеет вид:

$$V = (V_p - V_n \cos \alpha) + \frac{(Q_p + Q_n)^2 (V_n - V_p \cos \alpha)^2 (Q_p + Q_n) (Q_p V_p^2 - 2V_n V_p (Q_p + Q_n) \cos \alpha - Q_n V_n^2 (2 \cos \alpha + 1))}{(Q_p + Q_n)} \quad (4)$$

где V — средняя скорость всего руслопойменного потока; V_p и V_n — средние скорости русловой и пойменной составляющей руслопойменного потока, определяемые по формуле Шези-Маннинга; Q_p и Q_n — соответственно расходы воды в русловой и пойменной частях потока, рассчитанные на основе формулы Шези.

Таким образом, в настоящее время отсутствует достаточно надежная и научнообоснованная методика расчетов пропускной способности русел с поймами и их гидравлических сопротивлений. Все

это свидетельствует о необходимости дальнейших исследований по данной исключительно актуальной проблеме. Ее решение в настоящее время сдерживается отсутствием или низким качеством исходной информации. Как свидетельствует анализ последней, качество ее в России резко ухудшалось в последние годы.

В то же время, по нашему мнению, наиболее перспективным направлением в совершенствовании данной методики является разработка полуэмпирических формул для расчета русловой и пойменной составляющих потока, основанных на учете особенностей морфологического строения русла и поймы на исследуемом участке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. ч. 1. – Л.: Гидрометеоздат, 1978, – 384с.
2. Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометеоздат, 1962.
3. Гришанин К.В. Гидравлические сопротивления естественных русел – Л.: Гидрометеоздат, 1992.
4. Железняков Г.В. Пропускная способность русел каналов и рек – Л., Гидрометеоздат, 1981.
5. Скородумов Д.Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды // Труды ГТИ, 1972, вып. 190, с. 151 – 164.
6. Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 152 с.

УДК 556.555.6

М.В. Колесник, К.В. Немчинов, Д.И. Исеев

ПРОЦЕССЫ СОРТИРОВКИ ДОННЫХ НАНОСОВ

Русловым процессом называются изменения в морфологическом строении речного русла и речной поймы, постоянно происходящие под действием текущей воды [2]. Таким образом, русловой процесс можно представить как непрерывное движение различных мезо- и микроформ в руслах, при котором происходит сортировка донных наносов. Смена фаз гидрологического режима, поступление твердого материала из бассейна и притоков, аккумуляция наносов в застойных зонах – все это приводит к весьма пестрому гранулометрическому составу донных отложений в руслах рек [4].

По результатам анализа проб донных отложений выделяется стретневая, прибрежная и др. фации аллювия [1]. Различие в со-

ставе наносов наблюдается также и в различных частях русловых мезоформ. Однако при расчетах расходов наносов, как правило, используют их осредненные для створа измерений характеристики (средний и характерный диаметр частиц различной обеспеченности). Погрешности их определения, как показывает анализ натуральных данных, могут достигать 100 и более процентов.

В период с 1994 по 2001 гг. нами было произведено изучение состава донных отложений на участке р. Оредеж (ограниченное меандрирование), ручье Илинка (побочневый тип руслового процесса), баровая отмель р. Луга в Лужской губе, а также исследованы гряды, полученные в лабораторных лотках ЛВИ РГГМУ. При проведении натуральных работ отбор проб осуществлялся пробоотборником ГР-92 не только в расчетных створах, но и на характерных участках русловых мезоформ. Работы выполнялись в различные фазы водного режима. При проведении лабораторных экспериментов процессы перемещения донных наносов и образования русловых микроформ фиксировались на цифровую видеокамеру. Отбор проб на гранулометрический анализ производился вручную из тела гряды. Обработка проб осуществлялась как стандартными методами [3], так и с помощью разработанного на кафедре гидрометрии РГГМУ прибора ШГ-1м для анализа проб донных отложений. Принцип действия прибора заключается во взвешивании частиц пробы в вертикальном турбулентном потоке воды. Прибор не требует предварительной подготовки пробы, позволяет непосредственно измерять гидравлическую крупность наносов и дает более точные результаты измерений в диапазоне диаметров от алевритовых песков до гальки. В результате обработки были получены кривые распределения гранулометрического состава донных наносов.

Анализ этих кривых позволил выявить следующие закономерности в характере распределения донных наносов.

На р. Оредеж, у правого, подмываемого, берега излучины, верхний горизонт отложений сложен пойменной фацией аллювия, обрушившейся с карниза в результате плановых деформаций, а нижний, в свою очередь, представлен стрежневой фацией. В гранулометрическом составе пробы прослеживаются частицы наносов, типичные как для стрежневой, так и для пойменной фации. Для стрежневой фации характерно одномодальное распределение крупности наносов, со средними значениями 1–1,5 мм. У левого берега

располагается зона аккумуляции наносов с преобладанием мелко-дисперсной фации со средним диаметром около 0,1 мм. Эта фация имеет также одномодальное распределение гранулометрического состава. На вертикалях, где эти зоны граничат друг с другом, наблюдается двухмодальное распределение.

Ручей Илинка, правый приток р. Оредеж, представляет собой «лабораторный лоток в естественных условиях». Небольшая глубина (10–15 см) и прозрачная вода позволили вести визуальное наблюдение за процессом сортировки.

Как показал анализ кривых гранулометрического состава наносов из различных частей мезоформ, подвалья гряд и их подошвы сложены более крупными фракциями аллювия, нежели гребни и напорный склон гряды. При этом вид кривых гранулометрического состава имел одномодальный характер независимо от места отбора пробы. Лабораторные эксперименты проводились в гидравлических лотках ЛВИ РГГМУ.

Лабораторный лоток №1 представляет собой прямоугольную стеклянню-металлическую конструкцию длиной 12 м и шириной 0,6 м. Лоток № 2 имеет несколько меньшие размеры: длина 7 м и ширина 0,12 м. Лотки наполнялись разнозернистым песком со средней крупностью 0,408 мм.

В процессе экспериментов изучались процессы сортировки частиц при грядовом режиме перемещения наносов. Процесс образования гряд фиксировался на цифровую видеокамеру. Для визуализации процесса после образования донных гряд на их поверхность добавлялся белый кварцевый песок. Одновременно проводились измерения скоростей течения микровертушкой. В результате эксперимента было замечено следующее:

- крупные частицы диаметром 3–5 мм при движении гряды скапливались в ее подвалье и образовывали базальный слой;
- наиболее мелкие частицы с напорного склона одной гряды перескакивали на напорный склон другой гряды;
- часть частиц после перекачивания по напорному склону, скапливалась на вершине гряды и, по мере накопления наносов, обрушивалась в ее подвалье.

Добавление белого кварцевого песка позволило детально проследить этот процесс. После проведения эксперимента этот слой белого песка прослеживался в разрезе гряды в виде белой полосы, параллельной тыловому склону (см. рисунок).



Рисунок. Схема образования слоев в гряде.

Аналогичные слои в натуре отмечались Г.И. Шамовым и А.А. Левашовым [5].

Пробы на гранулометрический состав отбирались послойно из различных горизонтов гряды. Из анализа полученных результатов вытекает, что в процессе сортировки в основании гряды скапливаются более крупные фракции, а ее тело представлено отсортированным песком с одномодальной кривой распределения механического состава.

Конечным результатом сортировки наносов должен быть одnofракционный состав с коэффициентом сортировки, равным 1. Однако, пульсационный характер скоростей в турбулентном потоке приводит к более сложному составу отсортированных наносов. Нами для крайних значений пульсационных скоростей, полученных в процессе экспериментов, были определены диаметры частиц (k), для которых эти скорости являются критическими (V_k). В расчетах была использована формула Шамова:

$$k = \frac{V_k^3}{50.6H^{0.5}},$$

где H – глубина.

Как показали расчеты, при отклонении пульсационных скоростей от среднего значения на 25 % диапазон отклонения крупности частиц от медианного диаметра составляет 50 %.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в условиях установившегося движения в процессе сортировки донных наносов формируется активный слой наносов с разнозернистой структурой, но обязательно с одномодальным распределением гранулометрического состава.

При этом при осаждении и аккумуляции наносов максимум кривой гранулометрического состава наносов смещен в сторону пойменной фации наносов, а при грядовом режиме – в сторону русловой.

Следует отметить, что при расчете расходов донных наносов с использованием эмпирических формул необходимо использовать

данные только по активному слою. Предложенный подход позволяет подойти к разработке методики выявления активного слоя наносов, а также генезиса их происхождения, основываясь на данных анализа проб донных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барышников Н.Б., Попов И.В.* Динамика русловых потоков и русловые процессы. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 455 с.
2. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 272 с.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6 часть 1. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 384 с.
4. *Смищенко Б.Ф., Клавен А.Б., Корчоха Ю.М.* Пространственный характер движения песчаных гряд и кинематика потока над ними. Труды ГГИ. вып. 190. 1972. – 235 с.
5. *Шамов Г.И.* Речные наносы. – Л.: Гидрометеоздат 1959. – 380 с.

УДК [556.18.072:621.311.21] (861)

Э.А. Домингес, В.В. Коваленко

РОЛЬ СТОХАСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ЗАДАЧЕ ОБ ОПТИМАЛЬНОМ УПРАВЛЕНИИ В ГИДРОЭНЕРГЕТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ КОЛУМБИИ

В Колумбии модели принятия решений широко применяются частным экономическим сектором с целью оптимизации гарантированного производства и увеличения прибыли. Поскольку Колумбийский гидроэнергетический сектор (один из важнейших отраслей страны) от части приватизирован, в нем также сильно внедрены количественные процедуры принятия решений для управления гидроэнергетической системы страны. В то же время государственным учреждениям по надзору за работой разных участников водохозяйственной системы такие процедуры не доступны и практически у них нет инструментария для оценки принятых в процессе управления водохозяйственной установки решений.

В связи с этими обстоятельствами ставится задача разработки математических моделей для прогнозирования притока к водохранилищам ГЭС Колумбии для того, чтобы снабдить государственные учреждения базисными элементами для построения экспертных систем принятия решений.

Анализ структуры энергетического сектора Колумбии позволил выявить, что в этой стране стремятся к нормированию процесса управления во всех энергетических установках, а также, что это управление происходит в условиях неопределённости. Это обусловлено тем, что базисное снабжение электроэнергии обеспечивается гидроэлектростанциями, работа которых очень чувствительна к изменениям в гидрологическом режиме. Таким образом, такие экстремальные явления, как «Эль-Ниньо» вносят большую долю неопределённости в процесс управления энергетической системы Колумбии. Не малое влияние оказывают, и государственные нормативы эксплуатации энергетических установок страны, в основе которых лежит принцип бесперебойной выработки и подачи электроэнергии, т.е. принцип гарантированности электроснабжения.

Дополнительно ко всему сказанному надо добавить, что террористические нападения на опоры линий электропередачи (которые носят случайный характер) ужесточают условия неопределённости при управлении водохранилищами ГЭС Колумбии до такой степени, что они могут полностью предопределять схему выработки и передачи электроэнергии.

В Колумбии доля гидравлической электроэнергии составляет 75% от общего количество произведенной электроэнергии, поэтому при планировании и операций энергетической системы страны наибольшая доля неопределённости в процессе принятия решений вводится гидрологическими составляющими водохранилищ ГЭС (их всего 19).

Исходя из вышеперечисленных условий, использование уравнения Фоккера – Планка – Колмогорова (в дальнейшем ФПК) [2] в основе разработки системы автоматизированного математического моделирования притока к водохранилищам ГЭС Колумбии представляется наиболее целесообразным.

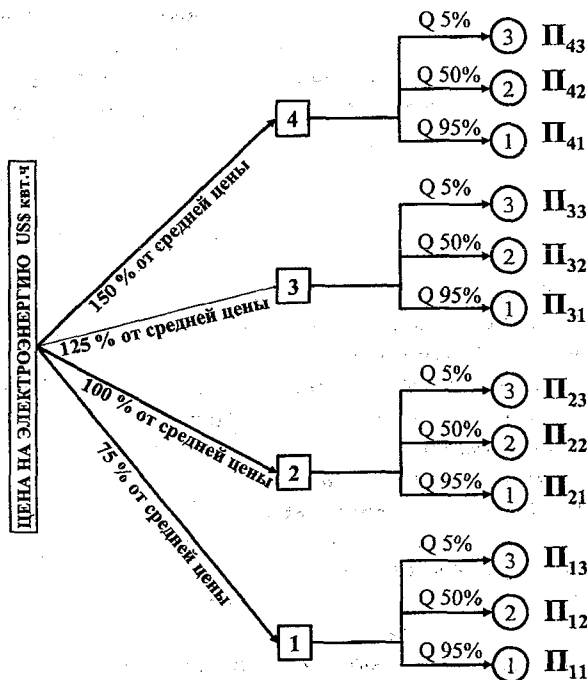
Принятие решений в энергетическом секторе Колумбии происходит в условиях неопределённости или, в самом лучшем случае, в условиях риска и, хотя некоторые философы говорят, что «разветвленные схемы нарушают принцип причинно-следственных связей» [3], именно такой схемой пользуются в Колумбии при постановке задачи управления водохранилищем. Это обусловлено тем, что количественные процедуры принятия решений опираются на стохастические модели, учитывающие априорные (эмпиричес-

кие) вероятности возможных событий при принятии решений в условиях риска или апостериорные вероятности при принятии решений в условиях неопределенности [4].

В энергетическом секторе Колумбии решаются три задачи:

1. Сверхдолгосрочное планирование (> 10 лет).
2. Долгосрочное планирование (> недели).
3. Краткосрочное планирование (< = недели).

Соответственно для различных водохранилищ ГЭС страны необходимо ставить задачу прогнозирования притока воды к ним для тех же вышеперечисленных сроков. Обычно благодаря большой доле гидроэлектроэнергии в энергетическом секторе, прогнозы производства электроэнергии почти полностью определяются гидрологическими прогнозами.



В общем, в Колумбийском энергетическом секторе ставятся два вопроса на выбор оптимального решения. Первый вопрос исходит со стороны Национального диспетчерского центра у какого производителя покупать электроэнергию? Второй вопрос исходит со стороны производителя, по какой цене её продавать или по какой цене её предлагать на энергетической бирже? Принятие таких решений осуществляется с помощью количественных процедур выбора оптимального решения. Тут широко используется математический аппарат, разработанный в «теории исследовании операций» [3], т.е. процедуры линейного и динамического программирования совместно с иерархическими деревьями принятия решений. Простой пример таких деревьев представлен на рисунке. На этом дереве принимается решение о том, по какой цене предлагать произведенную на ГЭС электроэнергию, имеются 4 решающие вершины (они представлены квадратиками), они показывают, из каких цен можно выбрать оптимальную. Решающие вершины всегда представляют те условия или параметры, находящиеся под контролем лица, принимающего решение. Из решающих вершин выходят случайные вершины (они представлены кружочками); этими вершинами изображают те условия, параметры или факторы, не находящиеся под контролем лица, принимающего решения. У каждой случайной вершины стоит не только характеристическая информация о том, какой фактор она описывает (приток воды в нашем случае); но и вероятность его исхода. Кроме вышесказанной информации рядом со случайной вершиной указывают получаемый в случае его положительного исхода «платеж» (он обозначен русской буквой «П»). В традиционных деревьях платеж всегда задан заранее, в представленном примере, платеж определяется в динамической форме и полностью зависит от величины обеспеченного расхода, записанной у случайной вершины.

Для динамического определения платежа вводится производственная функция гидроэнергетической установки. Структура этой функции основана на выражении для расчета выработки электроэнергии с дополнительными ограничительными множителями, значения которых определяются с помощью решения задачи линейного программирования для выбора оптимального турбинного расхода. При выборе оптимального турбинного расхода учитываются не только гидрологические и гидравлические факторы, но и все показатели, нормативы и ограничения водохозяйственной системы Бассейна.

После получения оптимального турбинного расхода можно вычислять возможную выработку электроэнергии умножив её на указанную на решающей вершине цену, получают возможный при заданной случайной вершине платеж ($\Pi_{ij} = C_{ij} \Delta_{ij}$).

Получив, последовательно все платежи для всех случайных вершин, приступают к вычислению критерия ожидаемого значения (по формуле $MV_i = \sum P_j \Pi_j$), а по максимальной величине ожидаемого значения выбирают наилучшее решение на вопрос, «по какой цене предлагать свою электроэнергию».

Как уже понятно, для модели принятия решений нужны обеспеченные характеристики прогноза притока воды к водохранилищу (т.е. есть именно апостериорные вероятности притока воды к водохранилищу). Сейчас для прогнозирования притока воды используют регрессионные методы. Сами по себе эти методы не прогнозируют кривую распределения притока, но эвристическим методом (используя историческую информацию) или методом Монте-Карло получают пучок реализаций, после обработки которого дают прогноз обеспеченных величин притока воды к водохранилищу. Такой подход имеет следующие недостатки:

1. Заменяет необходимые для модели принятия решений апостериорные вероятности априорными вероятностями (т.е. вероятностью, основанной на исторической информации).
2. Не может учитывать явным образом размытые причинно-следственные связи.
3. Задача принятия решений всё равно остаётся в условиях неопределенности.

Методика прогнозирования обеспеченных величин на основе уравнения ФПК свободна от вышеперечисленных недостатков, поэтому оно выбрано в качестве основного уравнения для прогнозирования необходимых обеспеченных величин притока (или по-другому сказав, для прогнозирования апостериорных вероятностей притока воды):

$$\tau \frac{dY}{dt} + \frac{Y}{k} = X, \quad (1)$$

где Y – слой стока $[L/T]$, X – осадки $[L/T]$, τ – время добегания $[T]$, k – коэффициент стока, t – время $[T]$.

В качестве детерминистической основы ФПК использована сосредоточенная модель формирования стока [2] (см. уравнение (1)). В настоящей работе она решается, применяя неявную конечно-разностную схему согласно уравнению (2). В эту модель входят два параметра время добегания и коэффициент стока. Численные значения последнего определяются путем решения обратной задачи, как это представлено в уравнении (2). При оживлении коэффициента стока структура сосредоточенной модели становится нелинейной, поэтому для идентификации «*k*» необходимо линеаризовать эту модель логарифмированием уравнения (2). Так формулируется задача отыскания линейной функции связи коэффициента стока с прогнозными осадками предыдущем слоем стока и запасов воды в рассматриваемой области. Таким образом, идентификация коэффициента стока сводится к определению коэффициентов «*a*», «*b*» и «*c*» в уравнении (3), что достигается применением множественной линейной регрессии методом наименьших квадратов

$$k^{t+\Delta t} = \left[\frac{Y^{t+\Delta t}}{X^{t+\Delta t} - \frac{\tau}{\Delta t} (Y^{t+\Delta t} - Y^t)} \right]. \quad (2)$$

Алгоритм решения нелинейной неявной схемы показан на в уравнении (3). Так как значения коэффициента стока и времени добегания зависят от прогнозируемых величин слоя стока, то схема решается с помощью итерационного метода Ньютона. В качестве первой аппроксимации для слоя стока задаётся половина прогнозируемых осадков. Как критерий сходимости используется требуемая точность расчетов ε .

$$k^{t+\Delta t} = \frac{Y^{t+\Delta t}}{X^{t+\Delta t} - \frac{\tau}{\Delta t} (Y^{t+\Delta t} - Y^t)}$$

$$\text{Log}(k^{t+\Delta t}) = \varphi \left(\log(Y^t), \log \left(X^{t+\Delta t} - \left(\frac{\tau}{\Delta t} \Delta Y \right) \right) \right) \quad (3)$$

$$k^{t+\Delta t} = (Y^t)^a \left(X^{t+\Delta t} - \left(\frac{\tau}{\Delta t} \right) (Y^{t+\Delta t} - Y^t) \right)^b 10^c.$$

Для сверхдолгосрочного планирования необходимо иметь гидрологический прогноз не только там, где сейчас существуют ГЭС, но и по всей стране с тем, чтобы было возможно назначать новые узлы расширения энергетической системы. Поэтому численная модель (см. уравнений (1), (2) и (3)) решается в узлах сетки по всей колумбийской территории. При проверке модели построена карта значений критерия \bar{S}/σ_A .

После успешной проверки рассмотренной модели по общеизвестной методике было проведено ее стохастическое обобщение, приходим к уравнению ФПК описывающему эволюцию плотности вероятности $P(Y, t)$ для притока воды к водохранилищу (см. уравнение (4)).

$$\frac{\partial P(Y, t)}{\partial t} = - \frac{\partial [A(Y, t)P(Y, t)]}{\partial Y} + 0.5 \frac{\partial^2 [B(Y, t)P(Y, t)]}{\partial Y^2},$$

где A и B – коэффициенты сноса диффузии соответственно.

Для решения уравнения 4 построена и использована следующая явная схема с весами k_1 и k_2 :

$$\begin{aligned} \frac{P_j^{i+1} - P_j^{i+1}}{\Delta t} = & - \left[\frac{k_1 (A_{j+1}^i P_{j+1}^i - A_j^i P_j^i)}{\Delta Y} + \frac{k_2 (A_j^i P_j^i - A_{j-1}^i P_{j-1}^i)}{\Delta Y} \right] + \\ & + \frac{1}{2} \frac{(B_{j+1}^i P_{j+1}^i - 2B_j^i P_j^i + B_{j-1}^i P_{j-1}^i)}{\Delta Y^2}. \end{aligned} \quad (5)$$

В этой схеме k_1 и k_2 – весовые коэффициенты однонаправленных разностей [6, 7]. Схема устойчива, и её решение сходится при выполнении условия $\max B(\Delta t/\Delta Y^2) < 0.5$.

При соответствующих допущениях для уравнения (4) можно построить квазистационарное решение уравнения ФПК [1, 5]. Используя информацию о существующем режиме стока и климатический сценарий гидрометеорологического центра Колумбии «IDEAM», при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере была получена карта прогноза аномалий нормы стока. Эти результаты опубликованы в первом рапорте Колумбии о возможных последствиях изменений климата на её территории и являются доступным элементом сверхдолгосрочного планирования в гидроэнергетическом секторе Колумбии.

Представленная методика выполняется в рамках диссертационной работы, которая поддерживается полностью Гидрометеорологическом центром Колумбии «IDEAM» и частично получила финансирование от Программы по развитию при ООН.

ЛИТЕРАТУРА

1. CREG, Комиссия по регулированию электроэнергии и газа <http://www.creg.gov.co/electrica/info.html>, Дата Доступа – 24.09.2001.
2. Коваленко В.В. Моделирование гидрологических процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1993. – 256 с.
3. *Bierman H., Bonini C., Hausman W.* Quantitative Analysis for Business Decisions. – London: Irwin, 1996. – 756 с.
4. Алексеев П., Панин А. Философия учебник. – М.: 2000. – 608 с.
5. Domínguez E. Diferentes aproximaciones de las estructuras para el modelo hidrológico en la evaluación de escenarios de escorrentía. Bogotá: IDEAM, 2000. – 50 pp.
6. Рихмайер Р.Д., Разностные методы решения краевых задач.–М.: Издательство иностранной литературы, 1960. – 262 с.
7. Рогунович В.П., Автоматизация математического моделирования движения воды и примесей в системах водотоков. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 264 с.

УДК 565.536

И.А. Левашова, А.А. Левашов

О ДЕФОРМАЦИЯХ РУСЕЛ

Русла и поймы всех рек деформируемы, при этом изменения их морфологического строения идут непрерывно за счет дискретного переотложения наносов. Рассмотрение руслового процесса с позиции дискретности позволяет выделить разные структурные уровни русло-пойменных образований, внутри каждого из которых действуют свои закономерности. Основные факторы руслообразования: сток воды, наносов, ограничивающие (неоднородность по длине слагающих русло грунтов). Они изменяются волнообразно как во времени, так и в пространстве.

На основе анализа большого объема материалов натуральных и экспериментальных исследований установлены дискретность русло-пойменных процессов, волновые свойства потоков и влияние их на механизм формирования рельефа дна, русла и берегов.

Волновые свойства потоков отчетливо выражены во время прохождения волн паводий и паводков. Следы этого волнового воздействия отчетливо выражены («записываются») на дне русла в

виде волнистого профиля (ряд разных порядков). Они обнаруживаются эхолотированием, при промерах обнаруживается пилообразный профиль дна. Разработанный авторами метод амплитуд позволяет определять и прогнозировать величины вертикальных деформаций дна при наличии данных об уровнях воды.

Волновые явления в потоке порождаются также различными препятствиями в русле (сооружения в русле, у берегов, повороты русла и т.п.). Повороты русла, характерные для естественных потоков, рассматриваются нами как естественные препятствия. При набегании на вогнутый берег поток тормозится и отражается от берега. При этом возникает подъем уровня, нисходящие винтообразные течения, вихревые образования.

Подобные явления вихреобразования, отражения отдельных частей потока друг от друга возникают при схождении потоков, которые являются препятствиями друг для друга.

В узлах слияния, как и на поворотах, образуется своеобразный волнистый рельеф дна, отличающийся по размерам и форме от рельефа на соседних участках, где эффект схождения затухает.

Своеобразным препятствием для потока является ледостав, особенно в периоды его установления, загоро-заторообразования. На малых и средних реках лед оказывает влияние на руслообразование и сам испытывает волновое влияние потока, которое проявляется в виде волнового рельефа на его нижней поверхности.

Берега также оказывают тормозящее влияние движению прибрежных частей потока.

Вихревые образования в потоках практически имеют место всегда, где движущийся поток соприкасается, взаимодействует с тормозящими поверхностями, различными препятствиями. Наличие таких структур в потоках описывается в работах В.Н.Гончарова, в исследованиях Леонардо да Винчи.

В широких руслах с $B/h > 10$ при многополосности различных ряд по ширине образуются отражения частей потока друг от друга в поперечных направлениях с образованием бугров на поверхности воды, названных Левашовым А.А., Левашовой И.А. «осетровыми бугорками» по аналогии с бугорками на спине осетра.

ЛИТЕРАТУРА

Левашов А.А., Левашова И.А. Методы полевых и экспериментальных исследований водотоков, Гидрометеиздат, СПб.: 2003.

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.46:519.21

Е.А. Чернецова, А.Д. Викторов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ СВЯЗНОСТИ СЛУЧАЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В МНОГОПОЗИЦИОННЫХ СИСТЕМАХ МОНИТОРИНГА

ВВЕДЕНИЕ

Проблема расширения возможностей выделения полезной информации в современных и перспективных многопозиционных системах мониторинга является одной из центральных для повышения их эффективности.

Важнейшими направлениями совершенствования многопозиционных систем мониторинга, функционирующих в условиях воздействия комплекса помех, является разработка и внедрение эффективных алгоритмов обработки сигналов, наиболее полно учитывающих характер флуктуации компонент сигнально-помехового процесса. В настоящей работе рассматривается вероятностный подход к принципам анализа и обработки информации в многопозиционной системе мониторинга.

ЦЕЛЬ РАБОТЫ

Необходимо решить задачу определения степени связности сигналов, полученных от различных датчиков, регистрирующих какое-либо физическое явление от наблюдаемого объекта. Датчики объединены каналами связи в многопозиционную систему мониторинга для наблюдения за данным объектом. Эта система является пассивной, и сигналы от объекта, регистрируемые датчиками, сильно зависят от среды их распространения и метеоусловий. Поэтому, если определить степень связности сигнала от объекта с сигналами на выходах одного датчика (их может быть несколько, например, три, если имеется в виду трехкомпонентный сейсмоакустический датчик), то можно судить о влиянии на сигнал параметров среды и метеоусловий.

Считается, что система мониторинга должна быть многопозиционной. Но если требуется разработать структуру системы наблюдения за определенным классом объектов или процессов, то определение степени связности сигналов датчиков, разнесенных на не-

которое расстояние, позволит рассчитать как геометрические параметры такой системы мониторинга (т.е. расположение датчиков относительно объекта наблюдения), так и их количество и выработать рекомендации о том, какие именно датчики должны входить в систему мониторинга.

Кроме того, если в систему мониторинга входит многокомпонентный датчик (например, трехкомпонентный сейсмоакустический датчик), то определение межкомпонентной связности сигналов на его выходах позволит выявить компоненту, наиболее эффективную для приема данного сигнала.

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ВЫПОЛНЕНИЯ

Для решения поставленной задачи исследовались информационные меры связности случайных процессов. Существует множество энтропийных или информационных критериев связности [1]. Данные меры оперируют понятиями плотностей вероятности, поэтому при обработке многомерных процессов необходимо построить многомерные плотности вероятности. Часто используют определение количества информации по Шеннону:

$$I(x/y) = H(x) - H(x/y), \quad (1)$$

где $H(x) = - \int w(x) \log w(x) dx$ – априорная энтропия сообщения x , присутствующего в наблюдении y ; $w(x)$ – безусловная плотность вероятности сообщения x ; $H(x/y) = - \iint w(x/y) \log w(x/y) dx dy$ – апостериорная энтропия сообщения x после наблюдения y .

Уравнение (1) выражает в явном виде тот факт, что прирост информации равен уменьшению энтропии, т.е. уменьшению неопределенности в системе после получения информации в сообщении x .

Информационная мера согласно [1] должна иметь следующие свойства:

- 1) аддитивность: $A(X_1, X_2, \dots, X_n) = A(X_1) + A(X_2) + \dots + A(X_n)$, где A – символ функционала – меры информации;
- 2) положительность: $A(X) > 0$;
- 3) универсальность меры, т.е. применимость меры информации к анализу как непрерывных, так и дискретных сигналов;
- 4) комплексность (интегральность) меры, т.е. оценка с ее по-

мощью погрешностей, надежности и быстродействия статистических анализаторов.

Информационная мера Кульбака [2] удовлетворяет всем вышеперечисленным свойствам, поэтому она была использована в качестве меры связности в данной работе:

$$\rho(x, y) = \int \log \frac{w(x, y_i)}{w(x)w(y_i)} w(x, y_i) dx dy \quad (2)$$

Она представляет собой количество информации по Шеннону $I(x, y)$ в параметре y_i о сообщении x . Мету Кульбака можно интерпретировать как информацию для различения двух гипотез: первой – что сигналы связаны между собой и второй – что сигналы не связаны. При наличии статистической связи мера $P_y(x, y)$ возрастает. Если сигналы не связаны между собой, мера Кульбака равна нулю.

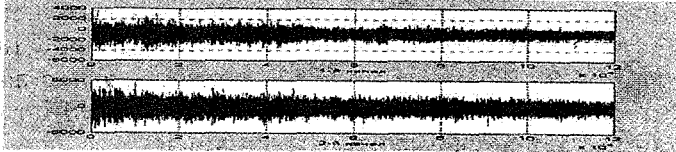


Рис. 1. Сигналы, зарегистрированные при проходе корабля

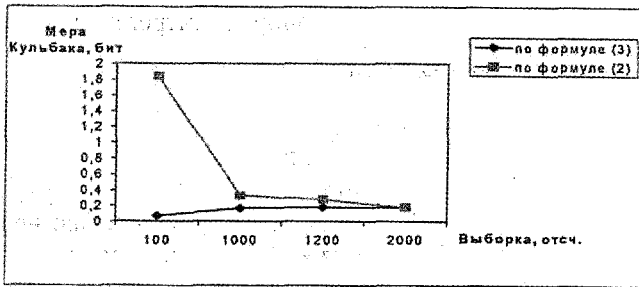


Рис. 2. Мера Кульбака для прохода корабля

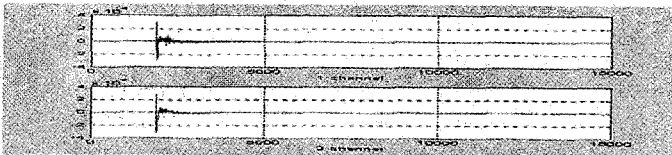


Рис. 3. Сигналы выстрелов

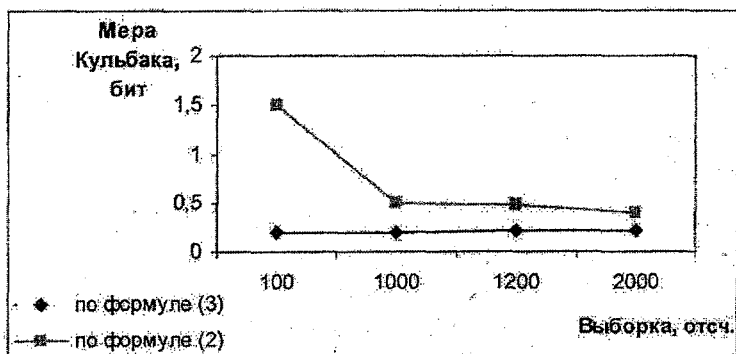


Рис. 4. Мера Кульбака для некоррелированного шума

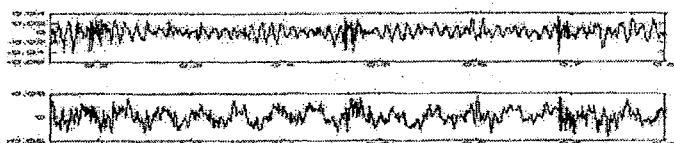


Рис. 5. Сигналы выстрелов.

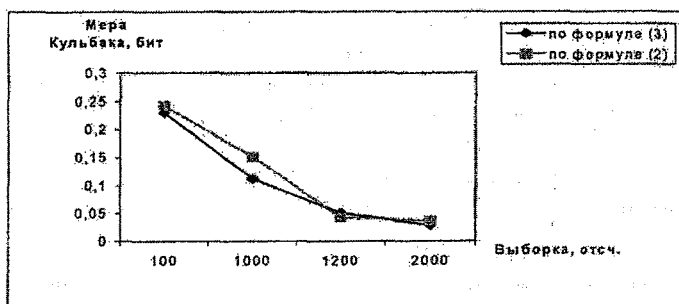


Рис. 6. Мера Кульбака для выстрела.

Для гауссовских сигналов на выборке, стремящейся к бесконечности, существует следующая связь между коэффициентом корреляции k процессов x и y и мерой Кульбака ρ :

$$\rho = -\frac{1}{2} \log(1 - k^2) \quad (3)$$

Были проведены исследования на реальных сигналах по соответствию значений ρ , вычисленных по формуле (2) значениям ρ , вычис-

ленных по формуле (3). Так, при проходе корабля (рис. 1), сигналы на выборке, равной 2000 отсчетов, можно считать гауссовскими (рис. 2), тогда как сигналы выстрелов (Рис. 3) имеют негауссовские плотности вероятности, поэтому значения ρ , вычисленные по формулам (2) и (3) будут отличаться (рис. 4). Для некоррелированных сигналов шума (рис. 5) меры ρ будут примерно одинаковые (рис. 6).

У сигнала может быть множество параметров, информативность которых существенно различается. Поэтому одной из важных задач анализа является формирование вектора наиболее информативных параметров, размерность которого необходимо минимизировать для упрощения структуры многопозиционной системы мониторинга. Вычисление меры Кульбака может стать эффективным инструментом формирования такого вектора в зависимости от типов исследуемых сигналов.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В пакете MATLAB были просчитаны меры Кульбака при обработке массива экспериментальных данных и построены плотности вероятности различных сигналов и процессов в трехмерном пространстве с целью определения связности двух сигналов или процессов. Такими данными являлись сейсмоакустические импульсные сигналы, полученные от выстрелов и взрывов, непрерывные сигналы, полученные при проходе судна по морю. Были исследованы с помощью формулы (1) многие параметры сигналов и определены наиболее информативные из них. При обработке данных, полученных от многопозиционной системы мониторинга, были определены наиболее информативные датчики и выработаны рекомендации по проектированию оптимальной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернявский Е.А., Селиванов Е.П., Сильвеструк Ю.А. Информационная теория средств измерения и контроля - Изд-во Саратовского университета, 1988.
2. Кульбак С. Теория информации и статистика - М.: Наука, 1967.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРАСНОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Введение

Красное море представляет собой достаточно узкий бассейн, ориентированный с северо-запада на юго-восток, длиной около 1930 км и шириной 270 км, расположенный между 12° и 28° с.ш. севернее 28° с.ш. море образует два залива: мелкий Суэцкий на северо-западе и глубокий Акаба на северо-востоке.

Красное море обладает своеобразными или уникальными особенностями. Оно относительно невелико и имеет простую геометрию береговой черты. Обмен моря с океанскими акваториями ограничен, но процессы формирования водных масс сходны с процессами в глубоководных частях океанов. Формирование водных масс происходит под воздействием конвективного перемешивания и поддерживается меридиональной термохалинной циркуляцией. Важное значение имеют здесь процессы взаимодействия на границе вода-воздух, обмен с окружающими море заливами и мелкомасштабные процессы перемешивания.

Процессы, определяющие гидрологический режим и динамику Красного моря, были предметом нескольких исследований. Большинство из них посвящено анализу наблюдений, расчетам устойчивости и стратификации вод или интерпретации буйковых и «трассерных» экспериментов [например, 1, 2]. Достаточно много работ посвящено процессу формирования глубинных вод Красного моря [3, 4, 6]. Термохалинная циркуляция в Красном море исследуется в работах [5, 7, 8].

Дж. Эшел и Н. Найк [6] использовали трехмерную OGCM модель, представленную в работе П.Гента и М. Кейна [9], для изучения общей циркуляции Красного моря. Наибольшее внимание они уделяют динамике зимней модификации промежуточной водной массы. Они установили, что северное вдольбереговое течение является основным элементом динамики моря. Вблизи северной границы течение поворачивает на запад и затем, следуя геометрии берега, поворачивает на юг. На широте приблизительно 26° с.ш. у западно-

го берега два пограничных течения встречаются. М.А. Саид [6], исследуя источники глубинных водных масс в северной части Красного моря, установил, что район с центром около 27°30 с.ш. и 34°10 в.д. является основным источником (центром) формирования глубинных вод моря. Этот район характеризуется наличием обширного циклонического вихря, интенсивной зимней конвекцией и высокой плотностью воды ($\sigma_t > 28.10$). Оценка потоков тепла на границе вода-воздух, следовательно, также является важной информацией для выяснения главных причин и сил, формирующих режим моря. Бюджет тепла и влаги в Красном море рассмотрен и использован для проверки потоков на границе вода-воздух, рассчитанных по обновленной версии наиболее полной базы данных Ocean-Atmosphere Data Set (UWM/COADS) в работе [10]. Для оценки потоков тепла на границе вода-воздух были использованы два метода: 1) Bulk- формулы и долгопериодные метеорологические и гидрологические наблюдения и 2) расчеты по спутниковым данным. Среднегодовой результирующий перенос тепла по расчетам, представленным в указанной работе, составляет 8 ± 2 Вт/м².

Несмотря на возросшее количество исследований в последние годы, представление о циркуляции и потоках тепла, в частности, в северной части Красного моря за пределами Египетского побережья и в Суэцком заливе, остается не полным или недостаточным. Натурные данные для этого бассейна относительно малочисленны. Поэтому важно проанализировать те данные судовых наблюдений, которые имеются в распоряжении.

Таким образом, цель настоящей работы – рассчитать потоки тепла и скорость течений на поверхности в северной части Красного моря по данным одного рейса и оценить вклад дрейфовой и геострофической составляющих. При этом используются достаточно простые и хорошо известные соотношения: формулы Экмана и динамический метод для расчета составляющих скорости на поверхности. Данные одного рейса не могут, естественно, дать целостного представления о циркуляции в море, однако они могут быть использованы для первичного анализа натурных наблюдений, для проверки расчетов, выполняемых на сложных моделях и для пополнения архивов и баз данных. Простые соотношения для расчета составляющих скорости на поверхности позволяют производить подобные расчеты непосредственно в рейсе при первичном анализе результатов наблю-

дений. Помимо расчета скорости течения, полный комплекс судовых наблюдений, позволяет рассчитать и потоки тепла и влаги на поверхности моря [11]. Однако мы не располагали данными о влажности и был рассчитан только турбулентный поток тепла.

Исходные данные и методика расчета скорости течений

Исходными данными для указанных расчетов послужили данные съемки, выполненной во время совместной Российско-Египетской экспедиции на научно-исследовательском судне «Профессор Богоров» с 1 по 8 марта 1990г. На рис. 1 показано расположение станций в северной части Красного моря. Температура и соленость измерялись от поверхности до дна на всех станциях; стандартные метеонаблюдения за ветром (скорость и направление), атмосферным давлением и температурой воздуха производились 1 раз в четыре часа.

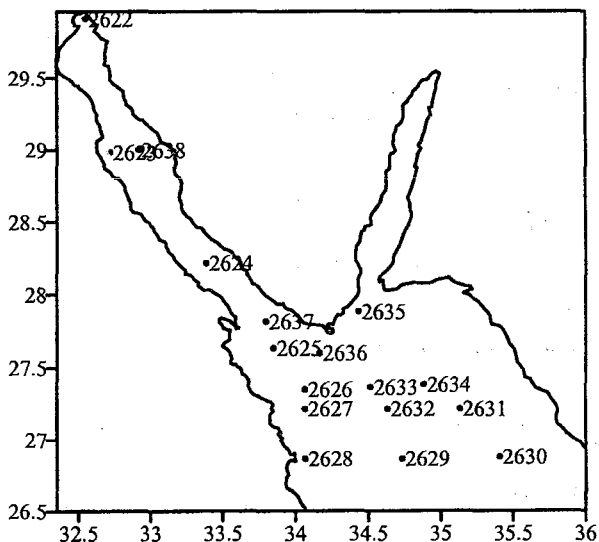


Рис. 1. Номера и расположение станций

Для расчета скорости течений на поверхности моря и на различных горизонтах в «полевых» условиях используется обычно динамический метод, при этом полагается, что рассчитанная таким

образом скорость соответствует установившемуся течению при данном распределении плотности воды. Однако изменения скорости течения в поверхностном слое под воздействием ветра не учитываются явным образом в динамическом методе, поэтому значения скоростей, рассчитанных таким образом, всегда ниже ожидаемых или измеренных регистраторами скоростей. Следовательно, целесообразно рассчитывать две составляющих скорости – геострофическую, используя динамический метод, и дрейфовую, например, с помощью формул Экмана, используя данные о скорости ветра, затем получать суммарную скорость на поверхности.

Ниже приведены формулы, применяемые для такого расчета:

– для модуля дрейфовой компоненты скорости на поверхности имеем

$$U_d = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_v \omega \sin \varphi}}, \quad (1)$$

где τ – касательное напряжение (трение) ветра; ρ – плотность воды; A_v – коэффициент турбулентной вязкости; ω – угловая скорость вращения Земли; φ – широта места. Вектор дрейфового течения на поверхности, как следует из теории Экмана, отклоняется на 45° вправо от направления ветра (или касательного напряжения).

– для определения коэффициента турбулентной вязкости используем эмпирическое соотношение, предложенное Экманом:

$$A_v = 43 \cdot 10^{-2} W^2, \quad (2)$$

где W – скорость ветра (м/с).

Касательное напряжение ветра определим как

$$\tau = \rho_a C_u W^2, \quad (3)$$

где C_u – коэффициент сопротивления, ρ_a – плотность воздуха. Для расчета коэффициента сопротивления применяются различные эмпирические формулы [11, 12], например, в данном случае:

$$C_u = (0.87 + 0.06W)10^{-3} \pm 0.23 \cdot 10^{-3}. \quad (4)$$

Геострофическая компонента скорости течения на поверхности или на любом горизонте, как известно, рассчитывается по формуле:

$$U_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi L} (D_B - D_A), \quad (5)$$

где L – расстояние между парой станций A и B ; D_A, D_B – динамическая высота на станциях A и B .

$$D = 10^{-3} V_{pis} P, \quad (6)$$

где p – давление в дБ, на поверхности $p=1000$ дБ, V_{pis} – условный удельный объем. Нулевая динамическая поверхность в данном расчете выбрана на всех станциях на глубине 50 м из-за наличия мелководных станций в Суэцком заливе.

Суммарная скорость представляет собой сумму векторов дрейфовой и геострофической компонент.

Методика, изложенная в [11], как уже указывалось, позволяет рассчитать по данным стандартных судовых наблюдений также и потоки тепла и влаги на поверхности. В частности, турбулентный поток тепла на поверхности определяется по формуле:

$$P = \rho_t \rho_a C_p W (T_0 - T), \quad (7),$$

где C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T_0, T – температура воды и воздуха; C_t – число Стентона, определяемое при различных скоростях ветра и различной стратификации приводного слоя, как предложено в [12].

Анализ результатов

Распределение температуры на поверхности, приведенное на рис. 2, а, показывает наличие притока теплой воды с температурой выше 22°C в открытой части моря в Суэцкий залив. Температура понижается в северном направлении, опускаясь до 17°C в северной части залива.

Соленость увеличивается от 40.1–40.2‰ в открытой части до максимальных значений (42.2‰) в мелководной части Суэцкого залива (рис. 2, б). Такое повышение солености в водах залива происходит из-за значительного испарения, которое особенно велико в северной части залива [13].

Такое распределение характеристик на поверхности является, по-видимому, типичным для зимне-весеннего периода.

В течение рассматриваемого периода в северной части Красного моря преобладал ветер северо-западного направления. Рассчитанные составляющие касательного напряжения ветра представлены на рис. 3, а, из которого видно преобладание западного и северо-западного ветра. Максимальные значения касательного напряжения

отмечаются на входе в Суэцкий залив в районе ст. 2637. Соответственно, дрейфовая компонента скорости течения практически на всех станциях как в заливе, так в открытой части моря направлена на юго-восток (рис.36). Скорость ее составляет от 5.6 до 31.6 см/с.

Геострофическая компонента по модулю меньше, чем дрейфовая, ее значения находятся в пределах от 0.5 до 15.9 см/с. В Суэцком заливе геострофическая составляющая направлена в основном на северо-восток, а в открытой части имеет переменные направления и небольшие значения по модулю (рис. 4, а). Суммарная скорость представлена на рис. 4, б. Видно, что в рассматриваемый период в северной части Красного моря преобладает дрейфовая компонента скорости и циркуляция в верхнем слое определяется скоростью и направлением ветра, особенно это заметно в мелководных заливах и на шельфе. Лишь в глубоководной части на широтах 27° – 27.5° с.ш. наблюдается слабый круговорот, обусловленный, по видимому, геострофической составляющей.

Рассчитанный турбулентный поток тепла на поверхности, представленный на рис. 5, изменяется от 41.4 Вт/м^2 до $+ 98.9 \text{ Вт/м}^2$ со средним значением около 6.7 Вт/м^2 . Максимальные потери тепла за счет турбулентного потока наблюдаются на входе в Суэцкий залив. Для северной части моря по данным представленных наблюдений среднее значение потока тепла составляет 4.1 Вт/м^2 . Такие осредненные по району значения согласуются со средними многолетними значениями ($+ 5 \text{ Вт/м}^2$), приведенными в [10] и рассчитанными по 45-летнему ряду наблюдений. В указанном исследовании [10] коэффициент обмена (число Стентона) был принят равным $1.2 \cdot 10^{-3}$, тогда как в данной работе его значения изменялись от $0.9 \cdot 10^{-3}$ до $2.8 \cdot 10^{-3}$ в зависимости от скорости ветра.

Выводы

Для первичного анализа данных судовых наблюдений необходимо производить расчеты скорости течений и потоков тепла и влаги на поверхности моря. На примере данных наблюдений в северной части Красного моря произведен расчет дрейфовой (по формулам Экмана) и геострофической составляющих и суммарной скорости течения, а также турбулентного потока тепла на поверхности.

Показано, что традиционно рассчитываемая динамическим методом скорость течения не дает правильного и полного представле-

ния о циркуляции в верхнем слое моря. Дрейфовая компонента даже при умеренном ветре до 5–8 м/с сравнима или превосходит геострофическую. Сумма дрейфовой и геострофической компонент дает более верное представление о циркуляции в верхнем слое.

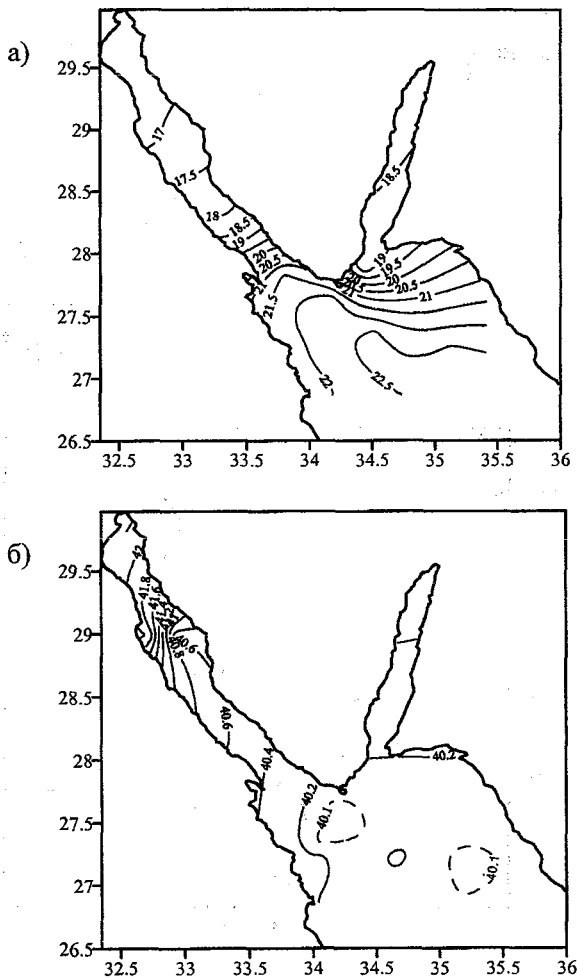


Рис. 2. Температура (а) и соленость (б) в северной части Красного моря во время рейса

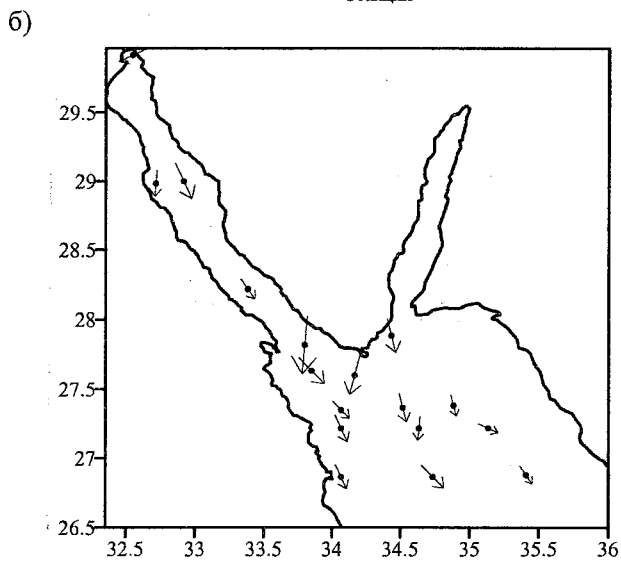
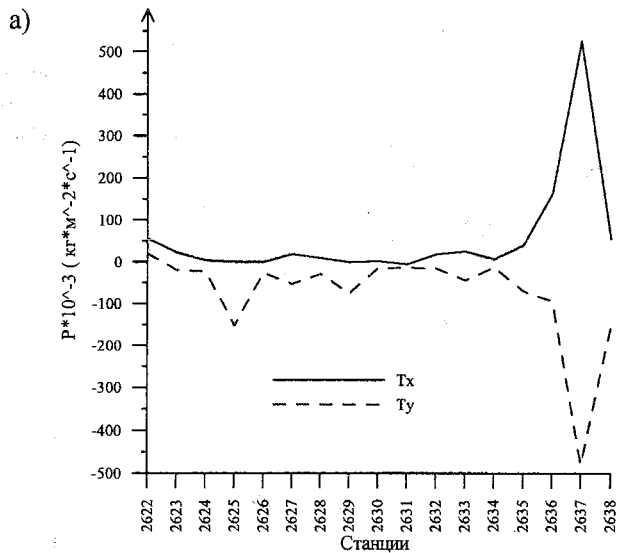


Рис. 3. Касательное напряжение ветра на поверхности (а) и дрейфовая компонента течений, см/с (б).

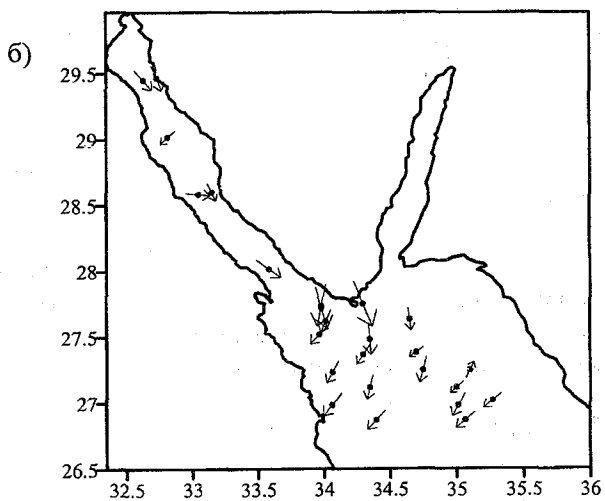
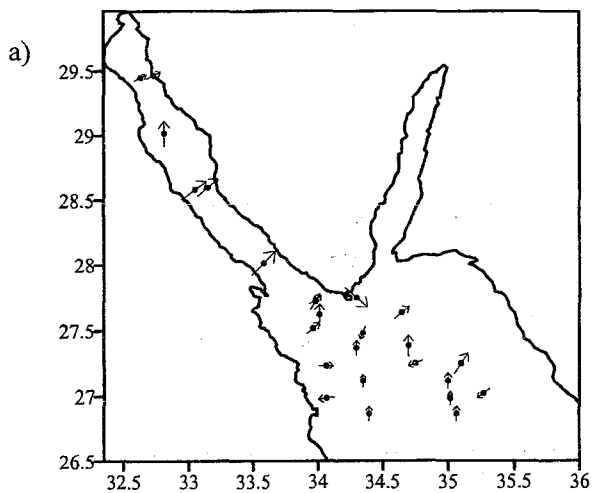


Рис. 4. Геострофическая компонента течений, см/с (а) и суммарное направление течений, см/с (б).

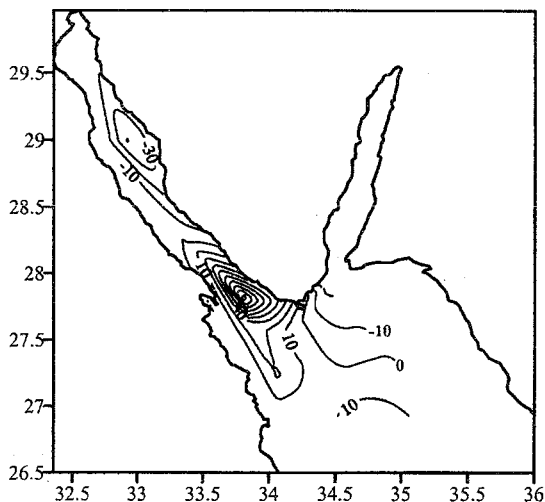


Рис. 5 Поток тепла на поверхности, Вт/м².

В рассматриваемый период в северной части Красного моря преобладает северо-западный ветер и, соответственно, основной поток в верхнем слое направлен на юго-восток со значениями скорости на поверхности – 10–15 см/с.

Акватория на входе в Суэцкий залив характеризуется максимальной скоростью ветра (17 м/с), соответственно, наиболее значительной скоростью дрейфового течения и наибольшими потерями тепла за счет турбулентного потока. Суэцкий залив в целом и вход в залив, в частности, изучены недостаточно. Следовательно, эта часть Суэцкого залива требует особого внимания, дальнейших исследований бюджета тепла и динамики для объяснения явлений, которые могут иметь место в этом районе.

Подобные оценочные расчеты скорости течения могут производиться в экспедиционных условиях и использоваться для тестирования и настройки более сложных моделей циркуляции в верхнем слое моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. *C. Maillard, G. Soliman*. Hydrography of the Red Sea and Exchange with the Indian Ocean in Summer. *Oceanol. Acta*, 1986, 9, 249–269

2. *R.P. Cember*. On the Sources, Formation and Circulation of Red Sea Deep Water. *J. Geophys. Res.*, 1988, 93 (C7): pp. 8175–8191.
3. *G. Eshel, M.A. Cane, and M.B. Blumenthal*. Modes of Subsurface, Intermediate, and Deep Water Renewal in the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99 (C8):15941–15952.
4. *G. Eshel*. Coupling of Deep Water Formation and the General Circulation: A Case Study of the Red Sea. Ph. D. dissertation, Columbia University, 1996. – 127 pp.
5. *G. Eshel, N.H. Naik*. Climatological Coastal Jet Collision, Intermediate, Water Formation and the General Circulation of the Red Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 1997, 27, p. 1233–1257
6. *M.A. Said*. Sources of the Deep Water Masses in the Northern Red Sea. *Pakistan Journal of Marine Sciences*, 1998, 7 (1), p. 1–10.
7. *T. Maxworthy*. A Frictionally and Hydraulically Constrained Model of the Convectively Driven Mean Flow in Partially Enclosed Seas. *Deep Sea Res.*, 1997, 44, p. 1339–1354
8. *E. Tragou and C. Garret*. The Shallow Thermohaline Circulation of the Red Sea. *Deep Sea Res.*, 1997, 4, p. 1355–1376
9. *P.R. Gent and M.A. Cane*. A Reduced Gravity, Primitive Equation Model of the Upper Equatorial Ocean. *J. Comput. Phys.*, 1989, 81, p. 444–480.
10. *E. Tragou, C. Garret, R. Outerbridge and C. Gilman*. The Heat and Freshwater Budgets of the Red Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 1999, 29, p. 2504–2522.
11. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. Методические указания. Л.: ГГО, 1981. – 56 с.
12. Взаимодействие океана и атмосферы (лабораторный практикум). Учебное пособие. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. с 124–140.
13. *S.A. Morcos*. Physical and Chemical Oceanography of the Red Sea. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 1970, 8, p. 73–202.

УДК 550.34.038:004.4

А.С. Каверин, А.Д. Викторов

РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ СИСТЕМЫ СБОРА И ОБРАБОТКИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Введение

Основным преимуществом многосенсорных систем по отношению к односенсорным является их большая эффективность за счет применения многомерной обработки информации, получаемой от различных сенсоров. При разработке алгоритмов обработки сигналов в многосенсорных системах большое значение имеет анализ сигналов, регистрируемых отдельными сенсорами или компонентами одного сенсора (если сенсор многокомпонентный). На кафедре разработан макет многосенсорной сейсмоакустической системы,

позволяющий производить регистрацию, обработку сигнала и принятие решения об обнаружении и распознавании объекта – источника сейсмоакустического сигнала. Макет представляет собой исследовательский комплекс для проведения экспериментов и моделирования различных ситуаций. Макет используется при разработке сейсмоакустических систем различного назначения, таких как системы охраны, определения местоположения и распознавания стреляющих объектов, мониторинга природных и промышленных объектов. Источниками сейсмоакустических сигналов могут являться объекты и процессы естественного и техногенного происхождения. На рис. 1 представлена структурная схема макета системы регистрации и обработки сейсмоакустических сигналов.

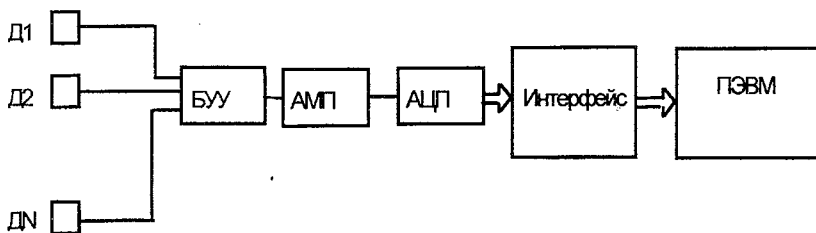


Рис. 1. Структурная схема макета системы регистрации и обработки сейсмоакустических сигналов

Сенсоры (D1 – DN) соединены с системой ввода информации в персональный компьютер. В качестве датчиков использованы трехкомпонентные акселерометры, обладающие направленными свойствами. Эти датчики относятся к семейству высокочувствительных пьезоэлектрических акселерометров, которые используются в региональных сейсмических сетях, портативных сейсмических системах, океанографических и геофизических исследованиях, измерении вибраций и низкочастотных акустических колебаний малого уровня.

Система ввода информации (БУУ – блок управляемых усилителей, АМП – аналоговый мультиплексор, АЦП – аналого-цифровой преобразователь) имеет следующие характеристики:

- число каналов ввода данных от внешних датчиков 8
- коэффициенты усиления каналов, дБ 0; 20; 40; 60
- разрядность АЦП 16

- динамический диапазон, дБ 104
- полоса принимаемых частот, кГц не менее 10

Основной целью исследования является разработка программной части интерфейса, обеспечивающего связь между системой ввода информации и персональным компьютером (рис. 1). Поскольку макет предназначен для исследовательских целей, то к программному обеспечению предъявляются следующие требования:

- возможность программного управления включением каналов;
- возможность программного управления коэффициентами усиления каналов;
- возможность программного управления длиной записи;
- обеспечение режима записи на жесткий диск;
- обеспечить режим осциллографа (запись на жесткий диск с одновременным просмотром);
- выбор режима записи;
- возможность программного управления частотой дискретизации АЦП;
- обеспечение режима масштабирования при просмотре записи.

Выбор метода сопряжения источников сигнала с персональным компьютером

Одной из проблем, возникающей при подготовке автоматизированного эксперимента, является задача сопряжения рода источников информации с вычислительными системами. В данном случае источниками информации служат сейсмоакустические датчики, а вычислительная система представляет собой персональный компьютер класса IBM PC. Все внешние устройства подключаются к системной шине персонального компьютера через интерфейсы.

Передачу данных можно осуществить тремя способами: прямым доступом в память (ПДП), вводом-выводом по прерываниям и с помощью программного ввода-вывода.

Прямой доступ в память. В операции ПДП интерфейс должен запрашивать использование шины, выдавая сигнал по линии управления, но в устройстве приема нет функции запроса использования шины. С персонального компьютера должен подаваться сигнал для разрешения устройству передавать данные, поэтому этот способ не подходит.

объектного кода. Были выбраны следующие компиляторы: Borland C 4.5, Microsoft C 7.0, Sphinx C – preprocessor 2.0, MetaWare High C/C++, NDP C/C++ 486 Compiler for DOS 4.2.0, Zortech C/C++ 3.1, а также WATCOM C 9.5. Перечисленные компиляторы СИ наиболее подходят для решения поставленной задачи.

Выход компилятора Borland C представляет собой разумный, но не очень оптимизированный код. Кроме свертки констант, удаления лишних загрузок регистров и алгебраических упрощений, компилятор выполняет только снижение мощности, удаление недостижимого кода и размещение переменных в регистрах.

В версии 7.0 своего компилятора СИ корпорация Microsoft вывела высокий уровень оптимизации кода. C 7.0 – единственный из рассматриваемых компиляторов, который выполняет вынесение инвариантного кода и настоящее удаление переменных индукции циклов. Компилятор Microsoft C 7.0 превосходно использует регистры, стараясь минимизировать обращения к памяти в теле цикла. WATCOM C/C++ 9.5 вырабатывает компактный код, который прекрасно использует несколько ограниченный комплект регистров семейства 80x86. Кроме выполнения базовых приемов оптимизации он поддерживает снижение мощности и удаление недостижимого кода и общих подвыражений. WATCOM увеличивает скорость выполнения программы путем уменьшения управляющих заголовков вызовов функций к их абсолютно минимальному размеру. Он достигает этого путем преимущественной передачи параметров через регистры, а не через стек. WATCOM очень хорошо удаляет недостижимый код. Прекрасная генерация кода в WATCOM, в частности, разумное использование регистров, дает ему очень важное преимущество, по сравнению с остальными компиляторами. Благодаря этому был выбран компилятор WATCOM C/C++ version 9.5 для решения поставленной задачи.

Результаты работы программы

С применением макета и разработанной программы был проведен эксперимент в главном корпусе РГТМУ. На рис. 3 представлено отображение сигнала, зарегистрированного первым каналом датчика макета при проходе человека. На оси абсцисс отложены отсчеты, которые могут быть переведены во время. На оси ординат напряже-

ние в вольтах. На рис. 4 представлено отображение части этого сигнала, интересующей исследователя, в режиме масштабирования.

Благодаря разработанному программному обеспечению исследователи могут полностью управлять процессом записи, т.е. исходя из конкретной обстановки выбирать необходимый коэффициент усиления, оперативно просматривать и анализировать полученные записи, изменять масштаб записи, производить тестирование аппаратуры (включая сейсмопреобразователи) непосредственно с рабочего места. Последнее немаловажно, так как макет предполагается использовать в условиях, когда расстояние между установленными датчиками составляет порядка 1000 м и проверка работоспособности датчика непосредственно на месте установки связана с существенными временными затратами, что, конечно же, существенно сказывается на качестве всего эксперимента в целом.

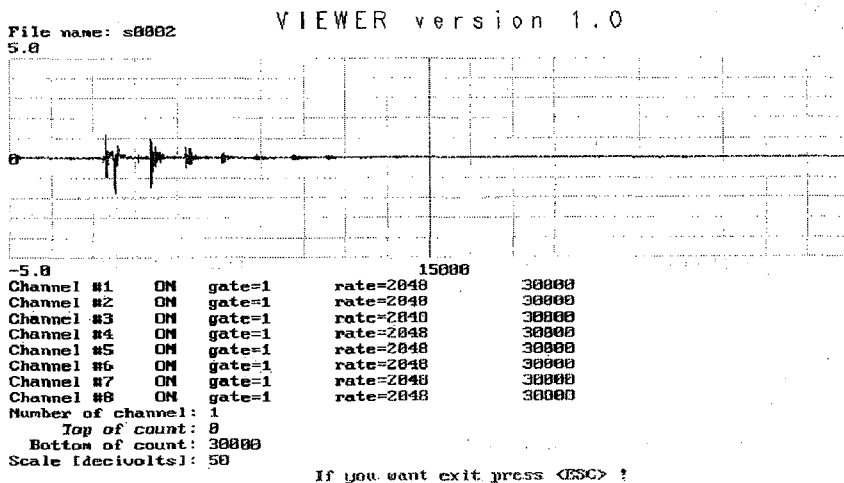
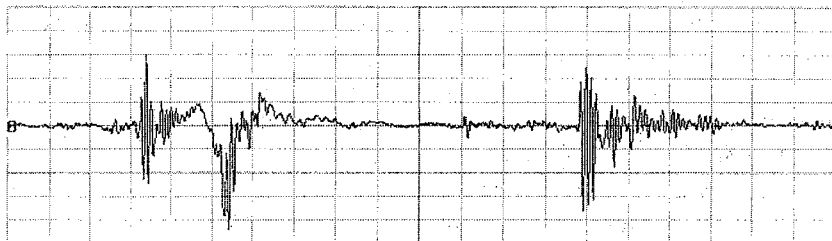


Рис. 3. Отображение сигнала

File name: s0002
2.0

VIEWER version 1.0



-2.0			15000	
Channel #1	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #2	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #3	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #4	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #5	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #6	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #7	ON	gate=1	rate=2048	30000
Channel #8	ON	gate=1	rate=2048	30000

Number of channel: 1
Top of count: 3000
Bottom of count: 6000
Scale {decj\o\lts}: 20

If you want exit press <ESC> !

Рис. 4. Режим масштабирования

УДК 551.465.4072 (265.16)

Н.Л. Вильегас, Л.Н. Карлин

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ И ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД КОЛУМБИЙСКОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Циркуляция вод и термохалинная структура Колумбийской части Тихого океана (КЧТО) мало изучены. Натурные данные по циркуляции вод этого района практически отсутствуют, а информация о полях температуры и солености в этой зоне получена в ходе нерегулярных (во временном и пространственном масштабах) научных океанографических экспедициях. Численное моделирование рассматриваемых полей специально для данного района не проводилось. Имеются лишь результаты расчётов по всему Тихому океану, где КЧТО является малой областью. В связи с этим задача осуществления моделирования на мелкой сетке климатического состояния и сезонной изменчивости циркуляции вод и термохалинной

структуры остается актуальной. В данной работе предложена региональная, трехмерная термогидродинамическая модель циркуляции океана в Колумбийской части Тихого океана. Эта модель основана на полных уравнениях движения вязкой несжимаемой жидкости в сферических координатах в приближениях Буссинеска и гидростатики, уравнениях переноса тепла и соли и уравнения состояния морской воды в форме ЮНЕСКО [1, 2, 3].

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{g}{r \sin \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{g}{\rho_0 r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_{-z}^0 \rho dz + lv + \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial u}{\partial z} + A \Delta u; \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{g}{r} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - \frac{g}{\rho_0 r} \frac{\partial}{\partial \theta} \int_{-z}^0 \rho dz - lu + \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial v}{\partial z} + A \Delta v;$$

$$\left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right] \frac{1}{r \sin \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (2)$$

$$\frac{\partial(T, S)}{\partial t} + \frac{1}{r \sin \theta} \left[\frac{\partial u(T, S)}{\partial \lambda} + \frac{\partial v(T, S) \sin \theta}{\partial \theta} \right] +$$

$$+ \frac{\partial w(T, S)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_{t,s} \frac{\partial(T, S)}{\partial z} + A_{(T,S)} \Delta(T, S)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g; \quad (4)$$

$$\rho = f(T, S, P) \quad (5)$$

где λ – долгота; θ – дополнительная широта; z – вертикальная координата направлена вверх и отсчитываемая на поверхности океана; t – время; u, v, w – составляющие скорости проектированные на осях λ, θ, z соответственно; r – радиус Земли; g – ускорение свободного падения; T – температура; S – соленость; $l = 2\Omega \cos \theta$ – параметр Кориолиса; Ω – угловая скорость вращения земли;

$$\Delta u = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial u}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2 u}{\partial \lambda^2} \right] = \text{оператор Лапласа; } k \text{ и } A$$

– коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена; P – давление; ρ – плотность; ρ_0 – стандартная плотность.

На поверхности океана задается кинематическое условие и решается прогностическое уравнение для свободной поверхности.

координатами от $1^{\circ} 30'$ с.ш. до 7° с.ш. и от $77^{\circ} 40'$ з.д. до 84° з.д. Важнейшей особенностью атмосферной циркуляции в данном районе является внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), в которой встречаются пассаты Северного и Южного полушарий. Юго-восточный пассат обычно пересекает экватор, поэтому, его встреча с северо-восточным пассатом происходит в Северном полушарии и ВЗК располагается севернее экватора. Она характеризуется слабыми неустойчивыми ветрами и имеет ширину, измеряемую десятками и даже сотнями километров. В течение года ВЗК мигрирует в интервале $2-13^{\circ}$ с. ш. Наиболее северное положение она занимает в сентябре, наиболее южное – в марте [8, 9]. Главная особенность температуры поверхности океана (ТПО) в экваториальной зоне Тихого океана – существующий круглый год "язык" холодной воды, протягивающийся вдоль экватора от берегов Южной Америки, по крайней мере до 180° меридиана и формирующий экваториальный минимум температуры. Восточнее 120° з.д. "язык" несколько смещен к югу от экватора и обычно соединяется с водами апвеллинга у берегов Перу. Севернее "языка" распространены теплые тропические воды, переносимые Межпассатным противотечением. В течение всего года в пределах противотечения наблюдается максимум температуры поверхности со значениями более 26°C , протягивающийся с запада на восток через весь океан вдоль $5-8^{\circ}$ с. ш. и лишь на востоке отклоняющийся на север до $12-14^{\circ}$ с. ш. [8]. В восточной части океана граница между водами холодного "языка" и лежащими к северу теплыми водами на поверхности океана очень резкая и носит характер океанического фронта. Формирование этого фронта, известного под названием Галапагосского, происходит в результате воздействия на океан ветров с преобладающей южной составляющей [8]. Южный ветер вызывает апвеллинг, приближающий к поверхности термоклин и охлаждающий поверхностные воды южнее экватора, в то время как севернее экватора под действием того же южного ветра происходит опускание вод и заглублиение термоклина. В результате действия такого механизма температурные контрасты на поверхности в районе экватора резко обостряются и формируется фронт. Экваториальный "язык" пониженной ТПО наиболее хорошо развит в августе-октябре, в период наибольшего усиления юго-восточного пассата в восточной части океана. Наименее развит экваториальный

холодный "язык" в феврале-марте, когда юго-восточный пассат в восточной и центральной частях экваториальной зоны ослабевает [8].

С целью рассмотрения различий циркуляции поверхностных вод и поля температуры на поверхности КЧТО между месяцами март и сентябрь, в зависимости от выше сказанных факторов, осредненные результаты моделирования с 1948 по 1991 г. представлены на рис. 1–4.

По результатам прогностического моделирования видно (рис. 1, 2), что они достаточно хорошо описывают изменчивость температуры поверхностных вод в зависимости от особенностей атмосферной циркуляции в районе исследования. В марте, когда ВЗК находится над южной частью КЧТО, температура поверхностных вод наблюдается больше, чем в сентябре (средняя температура в марте 27.03 °С), а в сентябре, когда юго-восточный пассат усиливается температура, понижается (средняя температура в сентябре 26.05 °С). В марте тёплые воды находятся на юге и западе КЧТО. На севере и на востоке района температура воды уменьшается на 0.5 °С.. В окрестностях Панамского залива наблюдается скопление тёплых вод. В сентябре на южной части КЧТО температура поверхностных вод ниже, чем на северной и восточной частях. При подходе к берегам, температура увеличивается на 1.0 °С. Так же как и в марте, наблюдается аккумуляция тёплых вод в Панамском заливе.

По экваториальной зоне Тихого океана не имеется подробной информации о движении поверхностных вод, как для других океанов. Поэтому описание поверхностных течений взято из Атласов океанов [8]. В низких широтах Тихого океана преобладает западный перенос поверхностных вод. Южно-Пассатное Течение (ЮПТ), наибольшие скорости которого наблюдаются севернее экватора, как Северная ветвь ЮПТ (СВ ЮПТ) следует вдоль экватора почти в строго зональном направлении. Зимой в Северном полушарии с продвижением к западу СВ ЮПТ постепенно замедляется и после встречи с течением Минданао поворачивает к юго-востоку, к берегам Новой Гвинеи. В летний сезон СВ ЮПТ западнее 160° в. д. резко усиливается, в районе 145° в. д. сливается с Ново-Гвинейским течением и после поворота к северо-востоку даёт начало Межпассатного противотечения (МППТ) [8, 10, 11, 12]. МППТ в течение всего года существует по всей ширине Тихого океана, хотя зимой, когда главным источником его вод становится Северное Пассатное течение (СПТ), заметно ослабевает. По протяжённости это течение

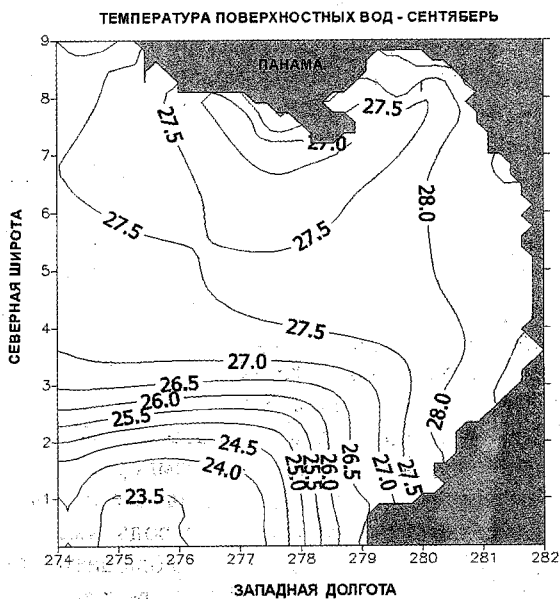


Рис. 1. Температура поверхности вод - сентябрь

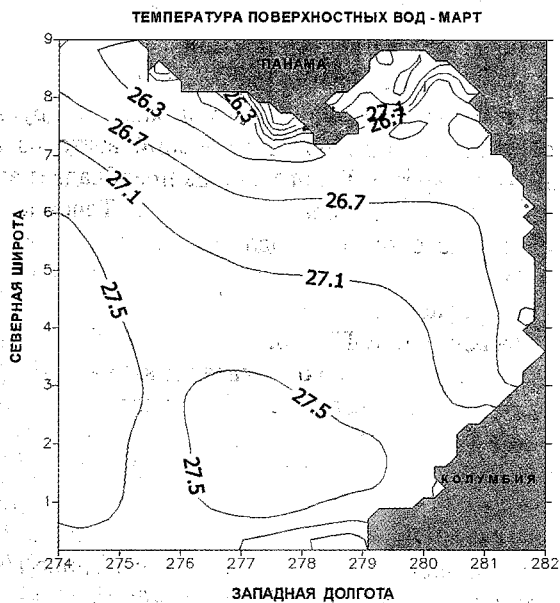


Рис. 2. Температура поверхности вод - март

уступает лишь течению Кромвелла, а ширина его колеблется от 300 до 700 км. Границы течения испытывают небольшие сезонные смещения по широте порядка 1–2°. При подходе к берегам Центральной Америки большая часть вод МППТ следует вдоль побережья к северо-востоку и затем вливается в СПТ. Часть теплых вод МППТ аккумулируется в Панамском заливе.

Результаты циркуляции поверхностных вод за март и сентябрь, представлены на рис. 3 и 4. Откуда видно, что в марте течения направлены с северо-востока к юго-западу района. Значения скоростей увеличиваются по мере удаления от побережья, от 4 см/с до 13 см/с. Средняя скорость поверхностных течений в марте 8.5 см/с. В сентябре заметно влияние юго-восточного пассата. Течение имеет направление с юга к северу и к востоку до 2° 30' с.ш. со скоростью, которая уменьшается, от 38 см/с до 13 см/с. Затем с меньшей скоростью (9–13 см/с) происходит наступление вод с запада и с северо-запада на восток. Значения скоростей уменьшаются по мере приближения к берегу, от 13 см/с до 1 см/с. Средняя скорость поверхностных течений в сентябре 19.5 см/с.

В заключение можно сказать, что полученные результаты моделирования динамики КЧТО очень близки к теоретическим особенностям циркуляции Тихого Океана, которые описаны в литературе [8, 9, 10, 11, 12]. Однако в данном эксперименте не были учтены стоки рек на побережье Колумбии, которые также вносят свой существенный вклад в циркуляцию вод и в дальнейшем будут учтены. Результаты моделирования температуры имеют очень схожие значения с натурными данными, полученными в океанографических экспедициях, проводимых Колумбийским военным флотом.

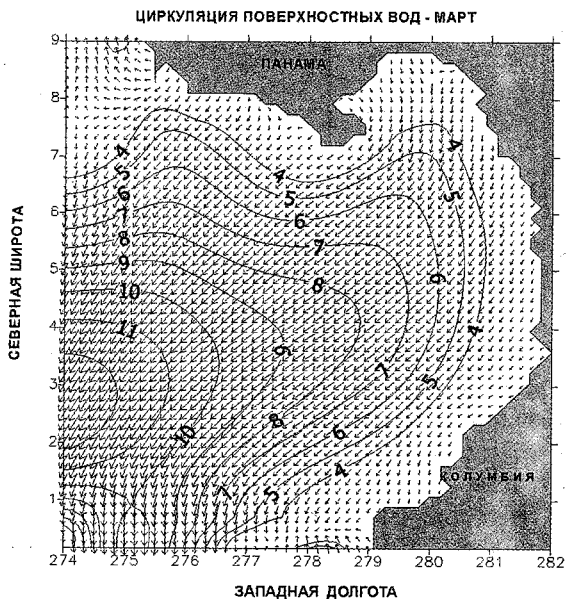


Рис. 3. Циркуляция поверхности вод - март

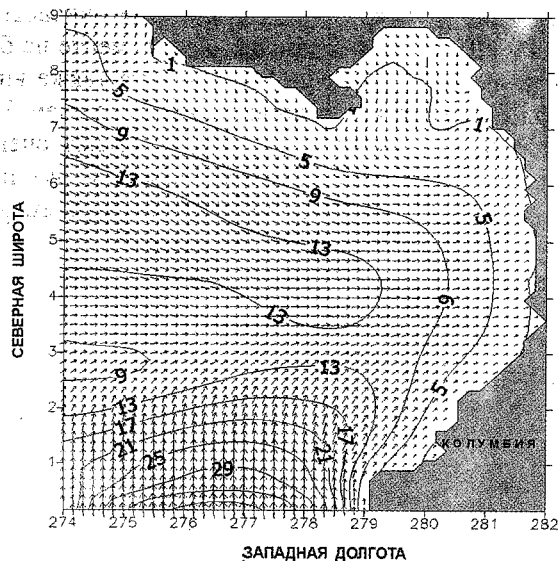


Рис. 4. Циркуляция поверхности вод - сентябрь

ЛИТЕРАТУРА

1. *Neelos I.A.* Математическая модель синоптических вихрей в океане. — *Океанология*, 1982, т. 22, вып.6. с. 875–884.
2. *Neelov I.A., Kouraev A.V.*, 1996, 3D circulation model of the Kara Sea. NIERSC Technical report N3. Project INTAS – 93–0814. – 49 p.
3. *Neelov, I.A., Oumnov A.A.*, 1997, A model of the Neva River Bay ecological system. In: "The Neva River Bay: experience in modeling" (Eds. V.V. Menshoutkin). St. Petersburg, pp. 186–213.
4. *Galperin, B., Kantha, L.H., Hassd, S., Rosati, A.*, 1988, A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45. pp.55–62.
5. World Ocean Atlas 1994 (WOA94) CD-ROM DATA Version 4. Ocean Climate Laboratory National Oceanographic Data Center.
6. NCEP/NCAR reanalysis data from 1948 to 2000. NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center.
7. ETOPO-5. Bathymetry, topography & relief. NESDIS National Geophysical Data Center.
8. *Бубнов Б.А.* Циркуляция вод экваториальной зоны мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 278с.
9. *Головастов В.А. и А.З. Петричев.* Крупномасштабные атмосферные процессы, их роль в формировании и изменчивость гидрофизических полей. Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1990, с. 7–22.
10. *Поронин Ю.П.* Региональная океанология. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 304 с.
11. *Бурков В.А.* Общая циркуляция мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 256 с.
12. *Бурков В.А.* Водные массы и течения. Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1990, с. 22–51.

УДК 504.054-032.32 (262.81)

С.Б. Асадов, Л.Н. Карлин

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕФТЯНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

Общеизвестно огромное значение Каспийского моря для экономики всех прибрежных государств как одного из самых богатых природными, минеральными и биологическими ресурсами водоемов мира. В то же время оно отличается высоким уровнем техногенной загрязненности, особенно, усилившимся в последние десятилетия по мере освоения морских месторождений нефти и газа. Развитие нефтедобычи, увеличение объемов перевозок, развитие работ по освоению шельфа сопровождаются все более интенсивным

использованием водных ресурсов. Все это приводит к серьезным негативным последствиям, сокращению воспроизводства биологических ресурсов и изменению локального климата. Наиболее типичными источниками загрязнения являются: непосредственные выбросы нефти и нефтепродуктов в море при перевозках нефтепродуктов, аварии танкеров, подводных разработках, добыче нефти и др.

В настоящей работе для исследования распространения нефтяного загрязнения использовалась двухмерная математическая модель CARDINAL [1]. Модель реализована в криволинейных координатах и решается конечно-разностным методом. Осредненные по глубине уравнения движения или уравнения мелкой воды и осредненное по глубине уравнение распространения примеси можно записать в виде

$$U_t + \left(\frac{U^2}{H}\right)_x + \left(\frac{UV}{H}\right)_y = -gH\zeta_x - \frac{gH^2}{2\rho_0} \bar{\rho}_x - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + fV + \quad (1)$$

$$+ K\Delta U + C_D \frac{\rho_a}{\rho_0} w_{(x)} |W| - f_a \frac{\nabla U}{H^2}$$

$$V_t + \left(\frac{UV}{H}\right)_x + \left(\frac{V^2}{H}\right)_y = -gH\zeta_y - \frac{gH^2}{2\rho_0} \bar{\rho}_y - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} - fU + \quad (2)$$

$$+ K\Delta V + C_D \frac{\rho_a}{\rho_0} w_{(y)} |W| - f_b \frac{\nabla V}{H^2}$$

$$\zeta_t + U_x + V_y = \omega_s \quad (3)$$

$$(\overline{CH})_t + (\overline{UC})_x + (\overline{VC})_y = K_c H \Delta \overline{C} - \lambda \overline{CH} + \overline{C}_s \omega_s - f_s, \quad (4)$$

где: $f_s = w_0 c|_{z=\zeta} - w_0 c|_{z=-h}$ — член, который описывает изменения концентрации взвешенных примесей при наличии сил плавучести за счет потоков через поверхность или седиментации и

$$\int_{-h}^{\zeta} c_s \omega_s dz = \overline{C}_s \omega_s. \quad (5)$$

Граничные условия

В качестве первого граничного условия на открытых границах будем задавать $U_\tau = 0$. Второе граничное условие для первого типа открытых границ имеет вид: $U_n = F(t)$. Для второго типа границы граничное условие

$$\zeta = \zeta(t).$$

Для третьего типа граничное условие принимает вид

$$U_n = \pm \sqrt{gh} \zeta. \quad (6)$$

Для твердых боковых границ граничные условия пишутся так:

$$U_n = 0, \quad K \frac{\partial U_\tau}{\partial n} = -f_b \frac{\nabla U}{H}. \quad (7)$$

Для примеси, на открытых границах, через которые вода поступает в расчетную область, задается временной ход концентрации примеси

$$\bar{C} = \bar{C}(t). \quad (8)$$

На открытых границах, через которые вода вытекает из расчетной области, граничное условие для концентрации не ставится.

На твердых границах задается равенство нулю нормальной производной:

$$\rho_0 K_c \bar{c}_n = 0. \quad (9)$$

В Каспийском море в течение года чаще всего повторяются С, СЗ, СВ и Ю ветры. Нами рассчитаны стационарные поля при этих ветрах со скоростями 5 м/с и 6 м/с. Полученные результаты показывают, что при ЮВ и СВ ветре скорость течения на неглубоких частях моря составляет 12–25 см/с и поток направлен по ветру, а в открытом море 2 см/с. При С и СЗ ветре скорость течения по берегам составляет 20–40 см/с, а на открытой части моря и на северо-востоке Северного Каспия 4 см/с (рис. 1).

В работе рассчитаны стационарное распространение нефтяного разлива при возможных авариях на поверхности в разных частях Каспийского моря. Концентрация нефти в устье Волги задавалась равной 0.1 кг/м³, а в других источниках 1 кг/м³. Полученные результаты следующие:

При северном ветре нефть, вытекающая из источника в устье Волги в течение 4 месяцев распространилась до Апшеронского полуострова.

На севере Апшерона концентрация нефти достигла до 0.02 кг/м³.

При источнике у Челекена нефть распространилась до южного побережья моря, а при источнике у Нефтяных Камней на север. Здесь концентрация нефти значительно меньше.

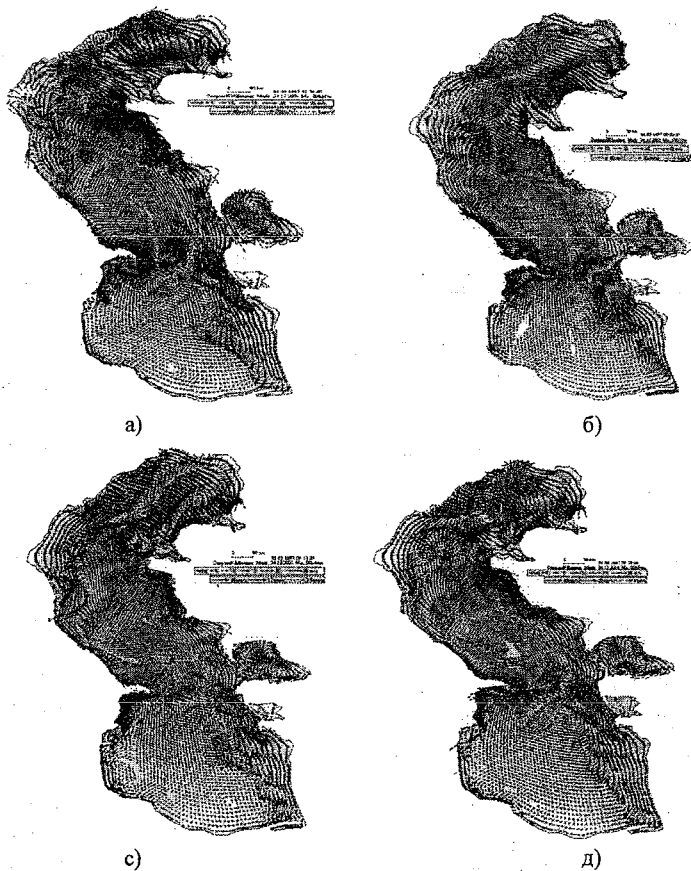


Рис 1. Осредненные по глубине скорости ветровых течений при северо-западном (а), юго-восточном (б), северном (с) и северо-восточном (д) ветрах в Каспийском море.

При северо-восточном ветре в течение 6 месяцев нефть, вытекающая из разных источников распространилась таким образом: при источнике в устье Волги одна часть на юг (до Апшеронского п-ва – 0.05 кг/м^3), другая часть на северо-восток ($1.5\text{E}-4 \text{ кг/м}^3$); а при источнике на побережье Форты Шевченко на северо-восток ($2.9\text{E}-5 \text{ кг/м}^3$) и юг (до Туркменского залива, $2.9\text{E}-5 \text{ кг/м}^3$). При источниках в Сумгаите и на Иранском побережье нефть далеко не распространилась по причине зависимости от циркуляции и конфигурации берегов.



Рис 2. Распространения нефтяного загрязнения (изолинии нефтяной концентрации) при северном а) в течение 4 месяцев нефть распространилась до Апшеронского п-ва.; северо-восточном б) нефть в течение 6 месяцев распространилась так: одна часть на юг, другая часть на северо-восток; северо-западном в) в течение 4 месяцев нефть распространилась из источника в устье Волги на северо-восток и восток, по восточному побережью нефть достигла до Челекенского п-ва на юге, при источнике у Махачкалы нефть распространилась на север; юго-восточном д) в течение 4 месяцев нефть из устья Волги далеко не распространилась при ветрах в Каспийском море.

При северо-западном ветре в течение четырех месяцев нефть распространилась из источника в устье Волги на северо-восток и восток. По восточному побережью нефть достигла до Челекенского п-ва на юге ($1.2E-5 \text{ кг/м}^3$). При источнике у Махачкалы нефть распространилась на север ($1.9E-5 \text{ кг/м}^3$), а в глубокие части моря не распространилась.

При юго-восточном ветре в течение 4 мес. нефть из устья Волги далеко не распространилась, похожая ситуация при источнике у Бахара и Нефтяного Камня (рис 2).

Результаты распространения нефти существенно зависят от дрейфовых течений, конфигурации берегов и других параметров. В целом следует, что распространение нефти в процессе переноса в значительной мере определяется полем ветра.

ЛИТЕРАТУРА

1. 1994 Klevanny K.A., Matveyev G.V. and Voltzinger N.E. *Integrated modelling system for coastal area dynamics*, International Journal for Numerical Methods in Fluids, vol. 19, № 3, pp. 181–206.

УДК 551.463.6 (268.45)

С.А. Ефремов

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ НА СТАНДАРТНЫХ РАЗРЕЗАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Как известно, Баренцево море является одним из важнейших объектов нашей страны по количеству и видам биологических ресурсов. Также Баренцево море является наиболее изученным в гидрометеорологическом отношении районом, с достаточно большим массивом имеющихся данных.

Вопросы прогнозирования температуры воды различной заблаговременное и детализации по пространству остаются наиболее актуальной задачей океанологии вообще и промысловой океанологии, в частности. Накоплены достаточно длинные ряды температуры воды, которые дают возможность проанализировать и затем предсказать температурный режим отдельных районов Баренцева моря.

Для обеспечения успешного промысла наиболее важными являются прогнозы температуры воды с годовой и более заблаговре-

менностью для сезонов и кварталов по подрайонам Баренцева моря.

Актуальность прогнозов объясняется тем, что миграция таких массовых видов рыб, как треска, мойва, пикша обуславливается, в первую очередь, термическими условиями окружающей среды. В частности, нерестовая миграция в конце зимы – весной мойвы зависит от термического состояния южного и западного районов Баренцева моря.

Цель настоящей работы – выявить основные закономерности сезонного распределения температуры воды и оценить возможность её прогноза на стандартных разрезах Баренцева моря. Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие основные задачи:

- восстановить пропущенные значения в исходных рядах температуры воды;
- рассчитать элементарную статистику для всех исследуемых характеристик;
- построить функции спектральной плотности рядов на предмет определения закономерностей во внутренней структуре временных серий;
- построить спектры для каждого сезона;
- выделить долгопериодную изменчивость;
- провести районирование прибрежной части Баренцева моря по спектральной структуре исследуемых временных серий. Для решения поставленных задач рассчитываются первичные статистические моменты (среднее, дисперсия и т.д.), а также используются аппараты спектрального анализа и статистико-вероятностного прогнозирования [1].

Исходными данными являются среднемесячные значения температуры воды в слое 0–200 м на стандартных разрезах 3, 6, 8, 10, 29, 37 (рис. 1). Данные охватывают временной промежуток с 1951 до 2000 гг. [2].

Среднемесячные ряды температуры воды были проанализированы с помощью аппарата спектрального разложения. В результате были выявлены общие закономерности на разрезах 3, 6 (ст. 3–7), 8 (ст. 1–4). Эти разрезы были установлены для мониторинга Нордкапского и Мурманского течений, так как Нордкапское и его продолжение Мурманское течение осуществляют перенос теплых Северо-Атлантических вод в Баренцево море и, особенно, в его юж-

ные районы, таким образом, являясь одним из важнейших факторов формирования термического режима данного региона. Закономерности получились следующие: четко выделяется зимний сезон с характерными квазипериодами 3–4-летним связанным, по-видимому, с изменчивостью переноса воздушных масс в верхней тропосфере [3, 4] и 11 летним, связанным с циклом солнечной активности [5, 6], причем, в зимний период включаются январь, февраль, март и апрель, т.е. имеется несовпадение с календарным сезоном, как, впрочем, и у остальных сезонов.

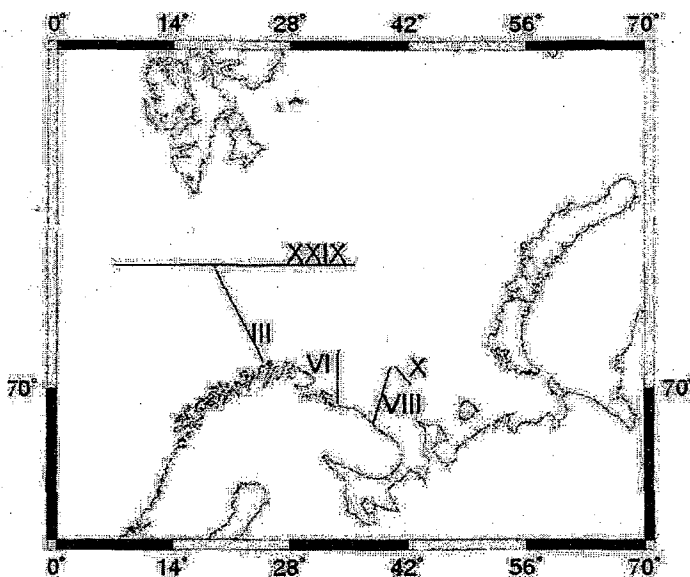


Рис. 1. Основные гидрологические разрезы Баренцева моря.

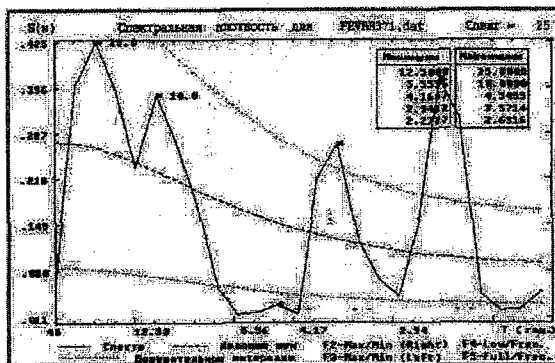
Далее, проведя осреднение не по календарному сезону, а по выделенному были получены спектры зимнего сезона по трем разрезам, схожие по структуре практически со всеми месяцами. На рис. 2, а) представлена функция спектральной плотности для февраля (разрез 3), который является характерным месяцем зимнего сезона, а на рис. 2, б) – спектр самого зимнего сезона. На шестом разрезе (ст. 3–7) характерным месяцем является апрель (рис. 2, в), а на восьмом (ст. 1–4) опять же февраль (рис. 2, г).

То же самое для весеннего, летнего и осеннего сезонов: на рис. 3, а, в, д, 4, а, в, д, 5, а, в, д – характерные месяцы сезонов, а на рис. 3, б, г, е, 4, б, г, е, 5, б, г, е – сами сезоны.

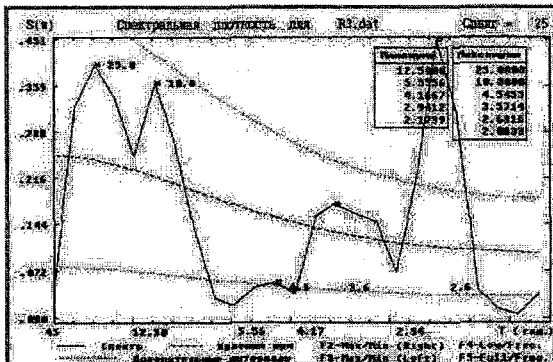
Такая устойчивая спектральная структура наблюдается только по зимнему и летнему (июль, август, сентябрь) сезонам (за исключением б разреза, где июль относится к весеннему сезону), а весенний и осенний сезоны имеют менее устойчивую спектральную структуру, поэтому их выделение более проблематично и варьирует от района к району с точки зрения определения их начала и окончания.

Исходя из полученных результатов можно сделать следующие выводы:

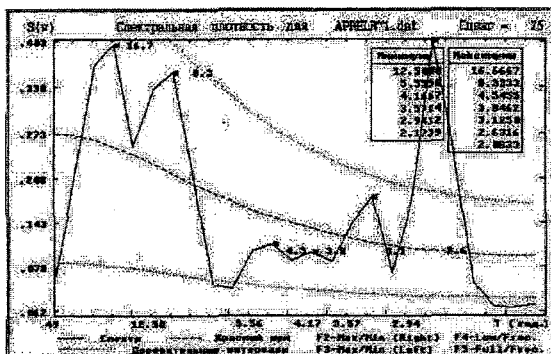
- спектры для отдельных струй течений, естественно, различны;
- на основе этих спектров возможно выделение гидрологических сезонов для термической ситуации в отдельных струях течений;
- выделенные сезоны являются реальными гидрологическими сезонами в данном регионе и они не совпадают с календарными;
- временная изменчивость температуры воды в слое 0–200м по различным струям течений существенно отлична, поэтому целесообразно для её аппроксимации и экстраполяции использовать именно гидрологические сезоны и определенные подрайоны.



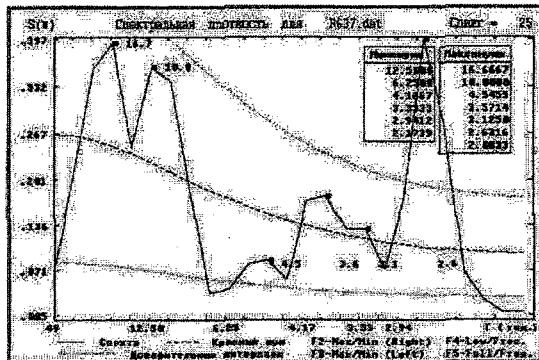
а) Разрез 3 0-200 м Февраль



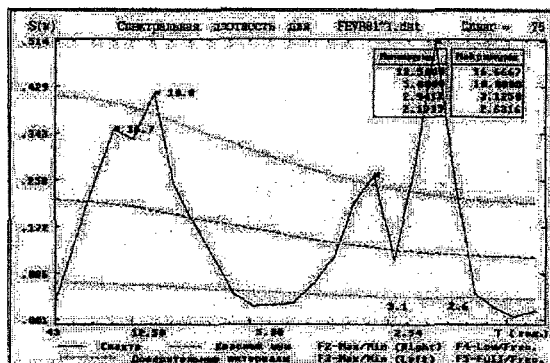
б)



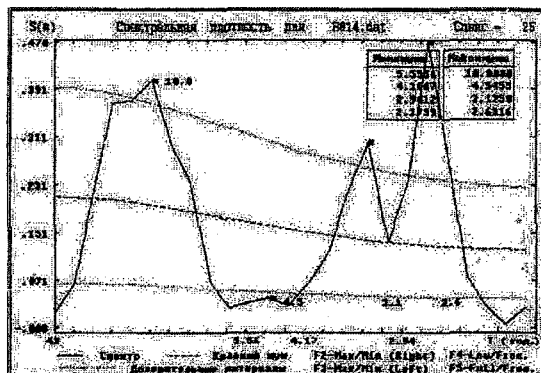
в) Разрез б ст. 3-7 0-200 м Апрель.



г) Разрез б ст. 3-7 Спектр зимнего сезона



д) Разрез 8 ст. 1-4 0-200 м Февраль.



е) Разрез 8 ст1-4 Спектр зимнего сезона

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вайновский П.А., Малинин В.Н.* Методы обработки и анализа океанологической информации одномерный анализ – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 136 с.
2. *Тереценко В.В.*, Сезонные и межгодовые изменения температуры и солёности воды основных течений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. – Изд. ПИНРО, Мурманск, 1997. – 69 с.
3. *Динамика погоды.* Под редакцией Манабе. Перевод с англ. Под ред. Дубова А.С. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 419 с.
4. *Walker G.T., Bliss E.W.* World weather. – V.Men.R.Meteorol.Soc. v.4, 1932.
5. *Колебания климата за последнее тысячелетие.* Под ред. Борисенкова Е.П. –Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 408 с.
6. *Максимов Е.В.* Ритмы на Земле и в Космосе. – С-Пб, изд. СПбГУ, 1995.–324 с.

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ПОВЕДЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ФОНДОВОГО РЫНКА

На курс акций влияет целый комплекс факторов, который можно определить как экономическую конъюнктуру.

Экономическая конъюнктура – это совокупность взятых во взаимосвязи и изменяющихся во времени факторов и условий воспроизводства, которая концентрированно выражается в динамическом соотношении совокупных спроса-предложения и, как следствие, цен [1].

Это множество факторов, влияющих на изменение цен акций, складывается из внешних и внутренних факторов. Наиболее значимые внешние факторы изменения цен ценных бумаг на фондовом рынке можно классифицировать следующим образом:

1. Изменение макроэкономики (бюджета страны, суммы государственных займов, процентных ставок, обменных курсов);
2. Изменение микроэкономики (финансово-экономических показателей компании, структуры акционерного капитала, имиджа и менеджмента компании);
3. Изменение макросреды (политические, законодательные; военные, социальные, природные стихийные бедствия, температура, облачность; экологические);
4. Изменения на фондовом рынке и рынке активов (динамика цен фондового рынка, динамика цен активов, законодательной базы фондового рынка, риска-доходности, ликвидности; инфраструктуры фондового рынка);
5. Изменения состояния инвесторов (самого инвестора – целей и задач, сроков, других инвесторов – ожиданий, образа действий) [3].

Рассматривая данную классификацию внешних причин изменения цен – мы остановили свое внимание на одном интересном факторе – природном. Данный фактор не является основным фактором, который влияет на колебания стоимости акций, но этим он нам и интересен.

Из ряда природных характеристик, которые, исходя из здравого смысла, могли бы влиять на колебания цен акций:

- температура воздуха;
- атмосферное давление;
- влажность воздуха;
- скорость и направление ветра;
- облачность;
- частота стихийных бедствий, опасных явлений;
- повторяемость засух;

Мы выбрали на первом этапе одну – температуру воздуха.

По данным журнала «Деньги» от 01.04.1998 г. [2] существуют две тенденции в изменениях температуры воздуха и стоимости ценных бумаг:

1. Быстрее других реагируют на погодные изменения акции энергетических компаний. Например, рост котировок акций РАО «ЕЭС России» и «Мосэнерго» начинается уже через три недели после потепления. Наоборот, акции телекоммуникационных компаний начинают расти только через пять-шесть недель после повышения температуры воздуха. Это объясняется тем, что энергетические компании более других зависят от погоды: при похолодании растет потребление энергии и, соответственно, увеличивается вероятность невыполнения компаниями взятых на себя обязательств. Поэтому именно энергетики вначале «подстраивают» рынок под изменения погоды. Котировки же ценных бумаг телекоммуникационных компаний просто подтягиваются под меняющуюся конъюнктуру рынка.

2. Примерно через месяц после потепления следует покупать ценные бумаги, а недели через две-три после похолодания – продавать [2].

Мы решили развить идею упомянутой статьи, при этом остановили свое внимание на двух энергетических компаниях:

- Frontier Oil, ее адрес в Internet <http://www.frotieroil.com>
- Chesapeake Energy, ее Web site <http://www.chesapeake-energy.com>

Chesapeake Energy (СНК) является нефтяной и газовой компанией, занимающейся исследованием, выработкой, развитием и приобретением нефти и природного газа, в основном обрабатывая прибрежные зоны США и Канады. Компания сосредоточена на энер-

гичной разработке одного из крупнейших ресурсов прибрежной зоны США – природного газа.

Для исследования поведения временного ряда котировок акций компании нами был выбран период времени с 1993 по 1996 гг.

Frontier Oil (FTO) занята в бизнесе по очистке сырой нефти и оптовой торговле переработанной нефтяной продукцией. Ее очистительные заводы располагаются в Cheyene, El Dorado. Компания продавала большей частью нефть и газ США в 1995 г., а в 1997 г. стала заниматься продажей непосредственно нефти и газа из Канады.

Для данной компании был подобран период времени с 1988 по 1991 гг.

Сформировав базу из ежедневных значений курсов акций данных компаний за указанные периоды времени, мы получили исходную базу данных.

Данные о ежедневной среднесуточной температуре воздуха в Нью-Йорке за период с 1948 по 2000 гг. мы брали из американского Internet архива в статье Kalnaw, E., et al., then NCEP/NCAR 40–E Reanalysis project, bull. AM. METEOROL. SOS., 77, 437–471, 1996.

Для изучения влияния метеорологических характеристик на колебания стоимости акций на Нью-Йоркской фондовой бирже мы воспользовались пакетом “Статистический анализ и обработка данных в среде Windows”. Использовался в основном модуль анализа временных рядов и прогнозирования.

Как уже говорилось, самый простой и понятный фактор, влияющий на жизнь человека и экономику страны в целом – это температура воздуха. Однако в основном она влияет не сама по себе, а ее аномальные значения. Мы замечаем погоду лишь при ее аномальном поведении – резких похолоданиях или сильной жаре, также на это реагирует и экономика.

В связи с этим наши метеорологические ряды были проанализированы на наличие аномалий. Для этого с использованием всего метеорологического ряда за период с 1948 по 2000 гг. были рассчитаны климатические значения среднемесячной температуры воздуха. Затем были определены отклонения фактических среднемесячных температур от рассчитанных климатических значений.

В результате были определены месяцы с аномально высокой и аномально низкой температурой воздуха в среднем превышающие

5 °С, которые были идентифицированы нами как аномальные. Этими периодами оказались:

- январь 1950 г., отклонение температуры на +7 °С;
- январь 1977 г., отклонение температуры на – 7 °С;
- декабрь 1989 г., отклонение температуры на – 5 °С;
- декабрь 1995 г., отклонение температуры на – 4 °С.

Для исследования на статистическую зависимость временных рядов температуры воздуха и котировок акций компаний были выбраны два периода времени: для компании Frontier Oil мы исследовали зависимости в декабре 1989 г., а для Chesapeake Energy в декабре 1995 г.

Исследуемый отрезок времени брался из расчета два месяца до и два месяца после аномального исследуемого месяца.

Корреляционная зависимость между температурой и котировками акций FTO в декабре 1989г. оказалась следующей:

$$Y = 10.16 - 0.09 \cdot X,$$

где Y – стоимость акций; X – температура воздуха;

$$\text{Cor}(X, Y) = -0,69.$$

Корреляционная зависимость между температурой и котировками акций СНК в декабре 1995г. получилась такой:

$$Y = 11.17 - 0.20 \cdot X,$$

где Y – стоимость акций;

X – температура воздуха;

$$\text{Cor}(X, Y) = -0,56.$$

Проверка достоверности полученных уравнений регрессии показала надежность оценок его параметров при уровне значимости 1%.

Однако проведенные оценки показывают, что коэффициенты корреляции недостаточно велики, это свидетельствует о том, что расчеты по данным зависимостям могут давать достаточно большие погрешности. Но для целей нашего исследования это значения не имеет, поскольку нам важна тенденция или наличие связи между исследуемыми рядами.

Как видно из наших расчетов, учет метеорологических характеристик при игре на фондовом рынке необходим, но учитывать надо экстремальные значения и явления. Возникает вопрос, как учитывать? Мы убеждены, что учитывая прогноз аномалий можно

вносить коррективы в стратегию поведения на фондовом рынке, что, несомненно, является плюсом при игре на рынке. Данная работа является первым этапом изучения такой проблемы. В дальнейшем мы будем более подробно рассматривать влияние характеристик окружающей среды на показатели фондового рынка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзон Н.И., Буянова Е.А., Кожневиков М.А., Чаленко А.В. Фондовый рынок. – М.: Вита-Пресс, 1999. – 397 с.
2. Калашнов Ю. Не играй против ветра. – Деньги.1998, №11, с. 39.
3. Бильцов С.Ф. Настольная книга российского инвестора.– СПб.: Издательский дом “Бизнес-Пресса”, 2000. – 505 с.

СОДЕРЖАНИЕ

МЕТЕОРОЛОГИЯ

<i>Р.П. Репинская, В.В. Балыкин.</i> Исследование спектральных характеристик трансформации кинетической энергии в атмосфере в период блокирования зональной циркуляции над Европой в октябре 1987 г.	3
<i>К.В. Кречина, Г.И. Мазуров.</i> Миражи на автострадах	11
<i>Н.А. Бабошина, Р.П. Репинская.</i> Исследование полей среднемесячного количества облачности над Южным полушарием по данным МИСЗ	12
<i>О.Б. Шорохов.</i> Влияние выхлопных газов реактивных самолетов на развитие смерчей	20
<i>И.В. Розанова, Р.Е. Розанов.</i> Вероятностная оценка возможности определения состояния земной поверхности с помощью оптических систем ИСЗ по климатическим данным о количестве облачности	22
<i>Е.В. Корнеева</i> К вопросу о синоптической природе главных компонент в структуре изменчивости приземного барического поля в высоких широтах Северного полушария в 1958-1997 годах	29
<i>Веселкин М.Г., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В.</i> О возникновении и развитии нетипичных циклонических образований	36

ГИДРОЛОГИЯ

<i>А.Б. Муратов, А.А. Левашов.</i> Деформации Каракумского канала	43
<i>Н.А. Авдохина, Е.С. Субботина.</i> Коэффициенты шероховатости речных русел	
<i>Е.С. Батурина, Т. Векшина.</i> Современное состояние проблемы рек, заросших водной растительностью	56
<i>Е.В. Бочкарева.</i> Пойменные процессы	61
<i>Т.А. Горикова, А.В. Симанович.</i> Исследование влияния относительной ширины потоков на гидравлические сопротивления в системе речных русел	66
<i>Е.В. Польцина, Н. Паришина, Н.Б. Барышников.</i> К вопросу о пропускной способности пойменных русел	75
<i>К.В. Немчинов, Д.И. Исаев.</i> Процессы сортировки донных наносов	79
<i>Э.А. Домингес, В.В. Коваленко.</i> Роль стохастического моделирования в задаче об оптимальном управлении в гидроэнергетическом секторе Колумбии	83
<i>И.А. Левашова, А.А. Левашов</i> О деформации русел	90

ОКЕАНОЛОГИЯ

<i>Е.А. Чернецова, А.Д. Викторов.</i> Определение степени связности случайных процессов в многопозиционных системах мониторинга	92
<i>М.А. Саид, А.С. Аверкиев.</i> Гидрометеорологические характеристики и циркуляция поверхностных вод в северной части Красного моря в зимний период	97
<i>А.С. Каверин, А.Д. Викторов.</i> Разработка программного обеспечения для системы сбора и обработки сейсмоакустических сигналов	107
<i>Н.Л. Вильегас, Л.Н. Карлин.</i> Моделирование циркуляции и термохалинной структуры вод Колумбийской части Тихого океана	116
<i>С.Б. Асадов, Л.Н. Карлин.</i> Моделирование распространения нефтяного загрязнения в Каспийском море	125

<i>С.А. Ефремов.</i> Спектральный анализ и выделение термических сезонов на стандартных разрезах Баренцева моря	130
---	-----

ЭКОЛОГИЯ

<i>Н.Г. Васенина, Л.Н. Карлин.</i> Влияние метеорологических факторов на поведение характеристик фондового рынка	136
--	-----

Научное издание

СБОРНИК
ТРУДОВ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Редактор О.С. Крайнова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 27.12.04. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 6,7. Уч.-изд.л. 6,7. Тираж 100 экз. Заказ № 40
РГТУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.

ISBN 5-86813-157-6



9 785868 131578