

Моделирование скоростей течений и уровня Баренцева моря.

С.К. Попов, О.И. Зильберштейн, А.Л. Лобов

Трехмерная гидродинамическая бароклинная модель со свободной поверхностью для расчетов постоянных и суммарных течений

Для расчетов уровня моря и течений используется трехмерная бароклинная гидродинамическая модель со свободной поверхностью (Зильберштейн и др., 2000). Ее важным достоинством является возможность воспроизведения трехмерной структуры течений в бассейне, что позволяет решать целый ряд экологических задач, связанных с моделированием распространения различного рода загрязнителей.

Уравнения движения

Исходная система уравнений модели со свободной поверхностью в декартовой системе координат в приближении гидростатики и f – плоскости записывается в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uv) + \frac{\partial}{\partial y}(vu) + \frac{\partial}{\partial z}(wu) - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + N_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uv) + \frac{\partial}{\partial y}(vv) + \frac{\partial}{\partial z}(wv) + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \Phi}{\partial y} + N_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = -\rho g, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (7)$$

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось z направлена вверх, ось y - на север, ось x - на восток. Используются следующие обозначения: f - параметр Кориолиса; p - давление; ρ - плотность; T - температура, S - соленость, u, v, w - составляющие скорости по осям x, y, z соответственно; g - гравитационное ускорение. Давление представлено с использованием уравнения гидростатики:

$$p = \int_z^\zeta \rho g dz = p_a + p_s + \rho_\zeta g \zeta, \quad (8)$$

где ζ - отклонение свободной поверхности от невозмущенного положения определяет внешнюю баротропную составляющую давления; ρ_ζ - плотность в поверхностном слое. N_z, N_h - коэффициенты вертикальной и горизонтальной вязкости; K_z коэффициент вертикальной диффузии; $p_s = \int_z^0 \rho g dz$ - внутренняя бароклинная компонента давления; p_a - атмосферное давление.

Коэффициенты турбулентного перемешивания

Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости N_z переменным по глубине. В работе (Марчук и др., 1978) предложен подход, который позднее был развит Кочергиным (Kochergin, 1987) и Полманном (Pohlmann, 1996), основанный на использовании к-ε-уравнений (переноса и диссипации турбулентной кинетической энергии). Была получена параметризация для коэффициента вертикальной турбулентной вязкости N_z вида:

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} + \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (9)$$

где c_{ML} - коэффициент пропорциональности, h_{ML} - толщина перемешанного слоя, м; S_M - число Шмидта, которое определяется по Меллору и Дурбину (Mellor, Durbin, 1975) через число Ричардсона

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right], \quad (10)$$

$$S_M = Ri / [0,725(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316Ri + 0,0346})] /$$

С помощью частных решений к-ε -уравнений Кочергин (Kochergin, 1987) определил коэффициент c_{ML} , который для случая устойчивой стратификации оказался равным 0,05. В формуле (9) толщины верхнего и придонного перемешанных слоев h_{ML} зависят от критического числа Ri равного 0,22 (Pohlmann, 1996).

В перемешанном слое число Ri меньше критического. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания зависит как от скорости течения, ее вертикальных сдвигов, так и от стратификации. При устойчивой стратификации коэффициент вертикальной вязкости уменьшается. Для определения коэффициентов в уравнениях переноса температуры и солёности (5) и (6) используется линейная зависимость между коэффициентами вертикальной турбулентной вязкости и диффузии $K_z = \frac{1}{S_M} N_z$.

Граничные условия

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т.е. равенства нулю нормальной и тангенциальной компонент скорости.

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, температура и солёность по данным наблюдений:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, T = T_s, S = S_s \quad (11)$$

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна $H(x, y)$ и отсутствие потоков тепла и соли:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{bx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{by}, u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w, \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad (12)$$

где $(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\bar{U}_a|, C_d U_{ay} |\bar{U}_a|)$, \bar{U}_a - вектор скорости ветра, $C_d = 3,2 \cdot 10^{-6}$,

$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha u_b |\bar{U}_b|, \alpha v_b |\bar{U}_b|)$, \bar{U}_b - вектор придонного течения, $\alpha = 2,5 \cdot 10^{-3}$.

На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической составляющей уровня моря. Непериодическая составляющая уровня моря задается в виде суммы двух компонент - нестационарной (синоптической), рассчитываемой по закону обратного барометра и квазистационарной (долгопериодной), формируемой системой плотностных течений.

Аппроксимация

Аппроксимация по пространству - на сетке "С" - оптимальной для инерционно-гравитационных волн.

Для аппроксимации уравнений по времени используется полуявное представление. Компоненты вектора скорости определяются на каждом четном временном шаге, а уровень и плотность воды - на каждом нечетном. Выражения, параметризующие вертикальный турбулентный обмен, аппроксимируются неявно, что исключает ограничение на временной шаг, которое существует при использовании явной схемы по вертикали:

$$\Delta t \leq \Delta z^2 / 2N_z \quad (13)$$

Главное ограничение на шаг по времени, связано с распространением длинных гравитационных волн в горизонтальной плоскости:

$$\Delta t \leq \Delta x / (2gH)^{1/2} . (14)$$

При аппроксимации силы Кориолиса на сетке “С” используется полунеевное представление. При этом две компоненты скорости берутся с неявного шага по времени, а две - с явного.

$$v_{i,j}^n = (v_{i-1,j}^{n+1} + v_{i,j}^n + v_{i-1,j+1}^{n+1} + v_{i,j+1}^n) / 4. (15)$$

$$u_{i,j}^n = (u_{i,j-1}^{n+1} + u_{i,j}^n + v_{i+1,j-1}^n + v_{i+1,j}^n) / 4. (16)$$

Алгоритм осушения и затопления прибрежных территорий

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе нагона. Таким образом, в этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, разработанной на основе процедуры, изложенной в работах (Flather, Hearn, 1975).

Точка $U_{i,j+1/2}$, в которой рассчитывается u -компонента вектора скорости течения (u -узел), сдвинута влево на половину пространственного шага относительно ζ -узла, где заданы значения уровня моря $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ и глубины $H_{i+1/2,j+1/2}$, а точка $V_{i+1/2,j}$ сдвинута на половину пространственного шага вниз относительно ζ -узла. Решение разностных уравнений баланса импульса и неразрывности осуществляется после проверки в каждой точке расчетной области следующих условий:

точка уровня $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ считается “сухой”, если полная глубина места становится равной 0, т.е.

$$(\zeta + H)_{i+1/2,j+1/2} = 0;$$

точка $U_{i,j+1/2}$ считается “сухой” и полный поток в слое полагается равным нулю, если выполняется хотя бы одно из трех условий:

- 1) толщина слоя в этой точке становится меньше некой «постулированной» величины ϵ , обычно принимаемой равной 10 см, т.е. $(\zeta + H)_{i,j+1/2} < \epsilon$, где $H_{i,j+1/2} = (H_{i-1/2,j+1/2} + H_{i+1/2,j+1/2})/2$, $\zeta_{i,j+1/2} = (\zeta_{i-1/2,j+1/2} + \zeta_{i+1/2,j+1/2})/2$;
- 2) справа от точки $U_{i,j+1/2}$ находится “сухая” точка уровня $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ и разница уровней в точках слева и справа от $U_{i,j+1/2}$ меньше ϵ , что означает $(\zeta + H)_{i+1/2,j+1/2} = 0$ и $\zeta_{i-1/2,j+1/2} - \zeta_{i+1/2,j+1/2} < \epsilon$,
- 3) слева от точки $U_{i,j+1/2}$ находится “сухая” точка уровня $\zeta_{i-1/2,j+1/2}$ и разница уровней в точках справа и слева от $U_{i,j+1/2}$ меньше ϵ , что означает $(\zeta + H)_{i-1/2,j+1/2} = 0$ и $\zeta_{i+1/2,j+1/2} - \zeta_{i-1/2,j+1/2} < \epsilon$.

Для v -компоненты вектора скорости течения алгоритм осушения и затопления строится аналогично. Важно отметить, что в алгоритме учитываются не только полная глубина, но и разность уровней моря в окружающих точках.

Параметры модели

Горизонтальное разрешение сетки модели Баренцева моря составляет 5*5 морские мили, всего (156*201) точек из которых часть точек занимает суша. По вертикали сетка неравномерная и содержит 20 расчетных горизонтов. Шаг по времени 90 сек.

Входные данные

Входной информацией для морской модели являются поля давления на уровне моря NCEP/NCAR с шагом по времени 6 часов и 2,5*2,5 градуса по пространству. Данные NCEP/NCAR по ветру не используются, поскольку они оказались значительно меньше, чем по данным наблюдений на станциях. Скорости ветра рассчитываются по специально разработанной методике по полям атмосферного давления, учитывается кривизна изобар,

и агеострофическая компонента. Поворот и уменьшение скорости ветра в приводном слое зависит от параметров устойчивости атмосферы и величины барической тенденции. Поля температуры и солёности задаются по данным наблюдений, в расчетах используется 12 среднемесячных климатических полей температуры и солёности. В зимние месяцы учитывается климатическая кромка льда.

Расчет по модели проводился в течение 61 года с 1948 по 2008 годы. Применение параллельных алгоритмов позволило значительно уменьшить время вычислений на современных многопроцессорных компьютерах.

Приливные характеристики

Успех моделирования суммарных движений и получения достоверного краткосрочного прогноза в значительной степени определяется качеством приливного блока общей технологии. Карты эллипсов приливных течений и котидальные карты были получены для 8 гармоник прилива.

Скорости приливных течений в Баренцевом море значительно больше скоростей постоянных неперiodических течений. Приливы в Баренцевом море главным образом вызывает атлантическая приливная волна, приходящая из Гренландского и Норвежского морей и распространяющаяся вдоль Кольского берега на юго-восток. На северные окраины моря влияет приливная волна из Полярного бассейна. У северо-восточных берегов Шпицбергена и в районе Земли Франца-Иосифа происходит их интерференция. Приливы Баренцева моря имеют правильный полусуточный характер и вызывают значительные колебания уровня моря. Высота подъема уровня на полной воде в районе Мурманска достигает 3 м., у берегов Шпицбергена 1-2 м, а у южного побережья Земли Франца-Иосифа 40-50 см. Наиболее яркими особенностями отличаются области приливного резонанса полусуточных периодов в области Воронки Белого моря, Мезенской губы (размах колебаний уровня 8 м) и Чешской губы Баренцева моря (размах колебаний уровня 6 м). Для сравнения - максимальная амплитуда штормовых нагонов составляет 3-4 м.

На рис. 1 приводятся котидальные карты главной гармоники прилива волны M2 для сентября, когда почти все Баренцево море свободно ото льда и апреля (рис. 2.), когда ледовитость моря наибольшая. Видно, что вырожденная амфидромия у побережья Новой Земли в сентябре сменилась на истинную амфидромию в апреле.

Сравнение с наблюдениями

Временной ход модельных и натуральных данных в течение месяца для станции на побережье Кольского полуострова приводится на рисунке 3.

Разность между модельным и наблюдаемым уровнями, показанная на рисунке 4, находится в пределах от 40 до -35 см (размах колебаний от 200 до -220 см). На рис. 5. приводится более подробная детализация поведения уровня за четверо суток.

Результаты расчетов суммарных течений, которые вызываются действием ветра, заданными колебаниями уровня на жидких границах моря (8 гармоник) и неравномерным распределением температуры и солёности представлены на рис. 6-9.

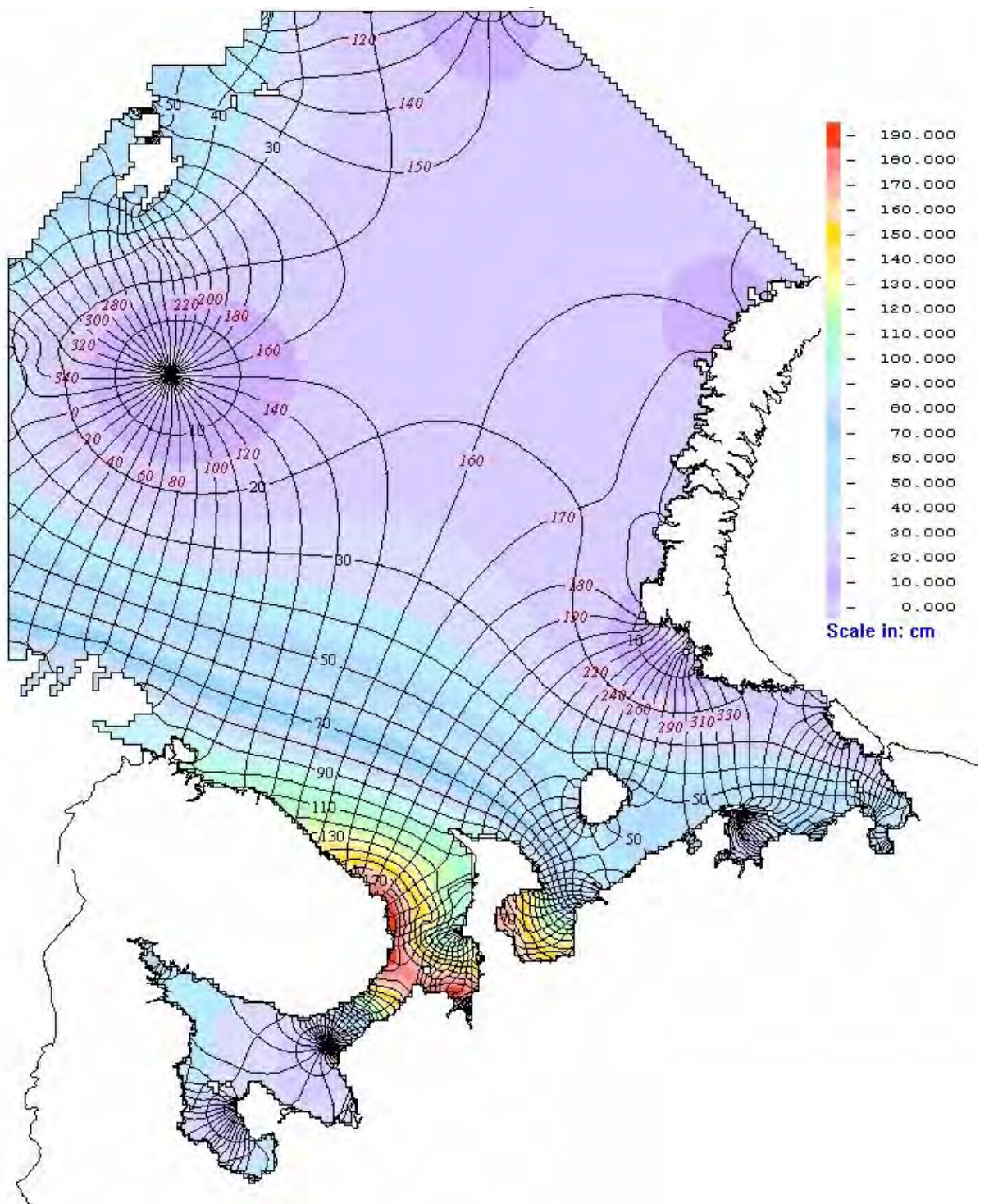


Рис. 1. Котидальная карта приливной волны M2 для сентября.

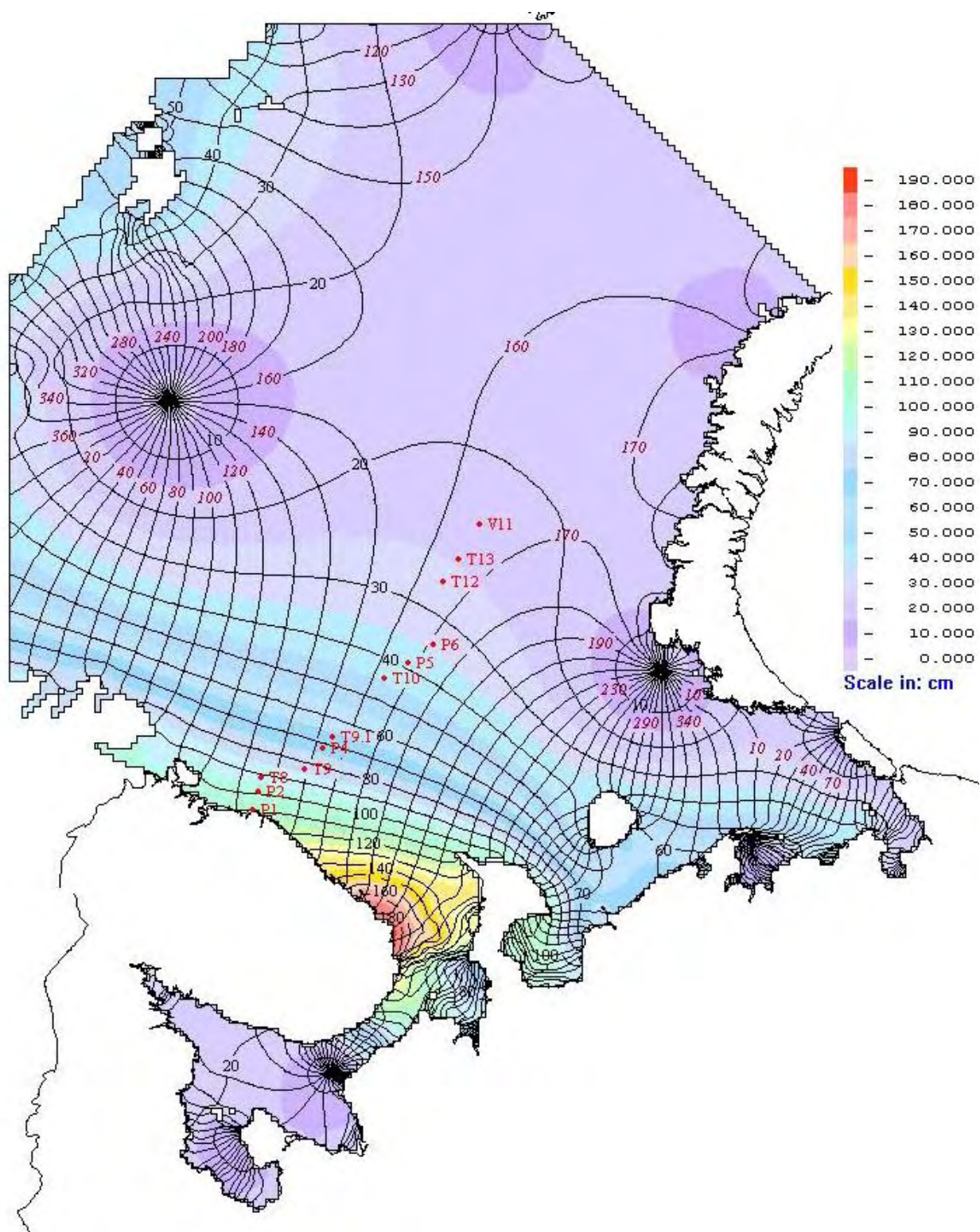


Рис. 2. Котидальная карта приливной волны M2 для апреля.

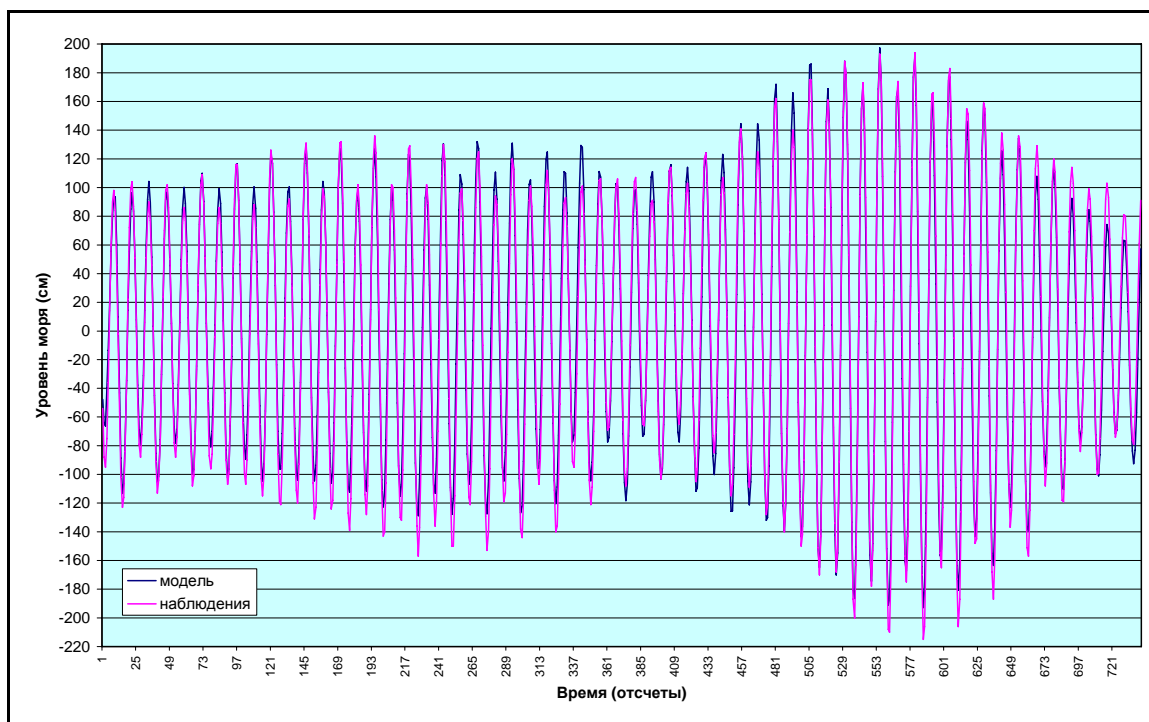


Рис. 3. Временной ход уровня моря в июле 2009 года. Синяя кривая – расчет по модели, розовая кривая – наблюдения. Дискретность 1 час.

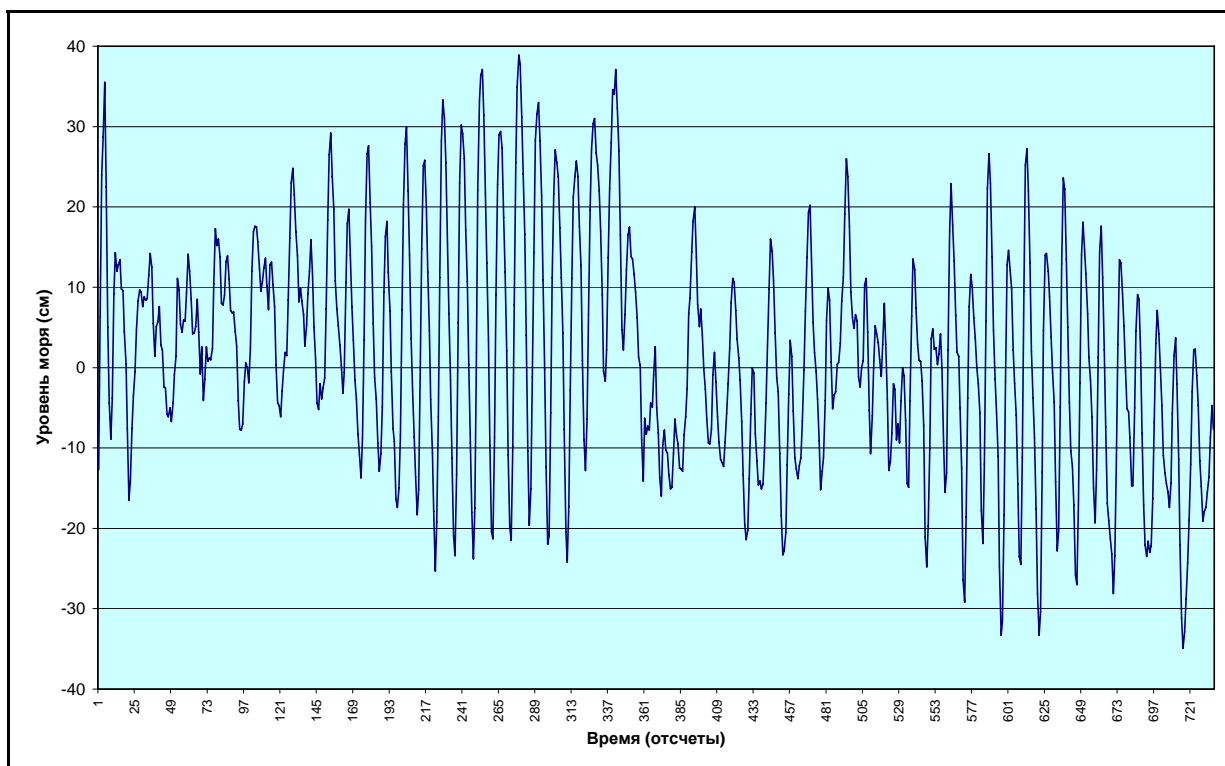


Рис. 4. Временной ход разности между наблюдаемыми и модельными данными.

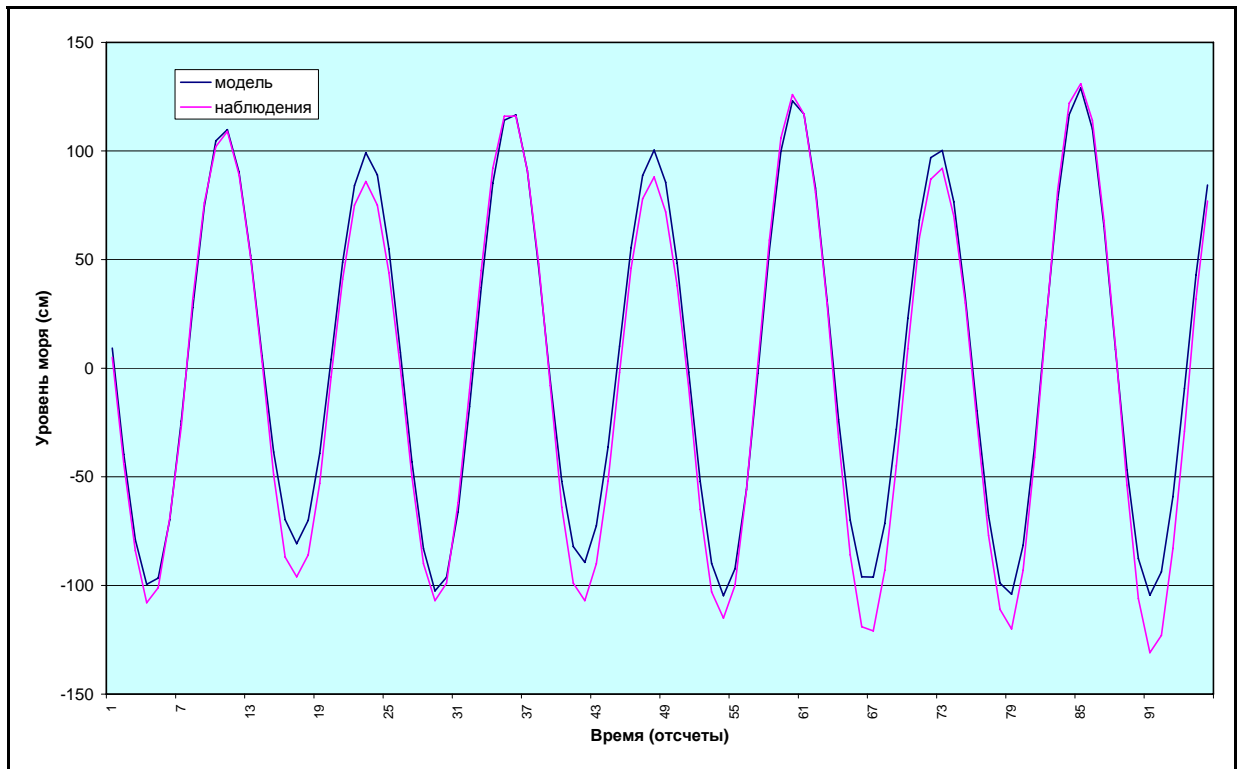


Рис. 5. Временной ход уровня моря за четверо суток (с 3 по 7 июля 2009 г.). Синяя кривая – модельный расчет, розовая кривая – наблюдения. Дискретность 1 час.

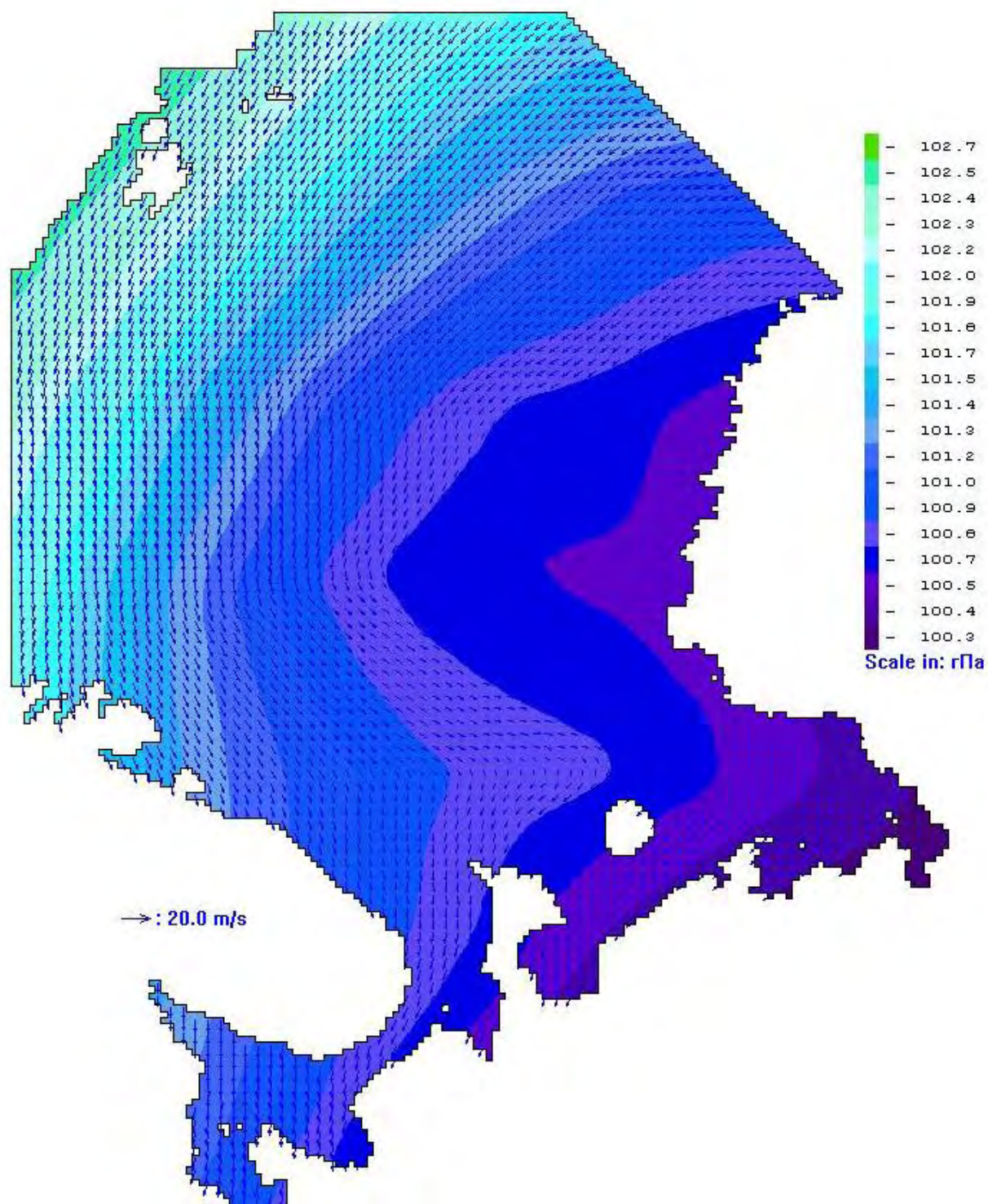


Рис. 6. Давление на уровне моря и приводный ветер 10 часов 3 июля 2009 г.

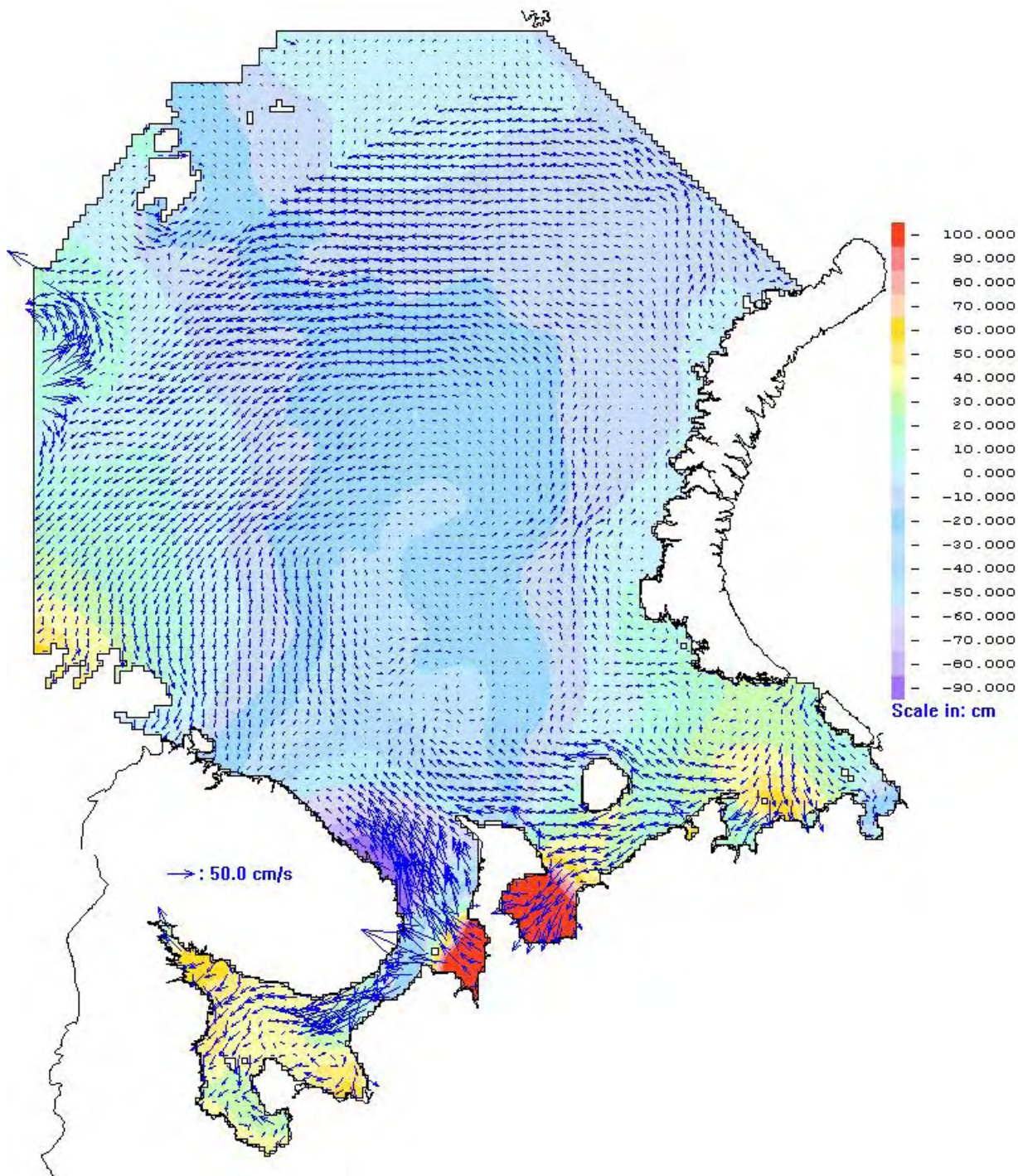


Рис. 7. Уровень моря и скорости течений на поверхности 10 часов 3 июля 2009 г.

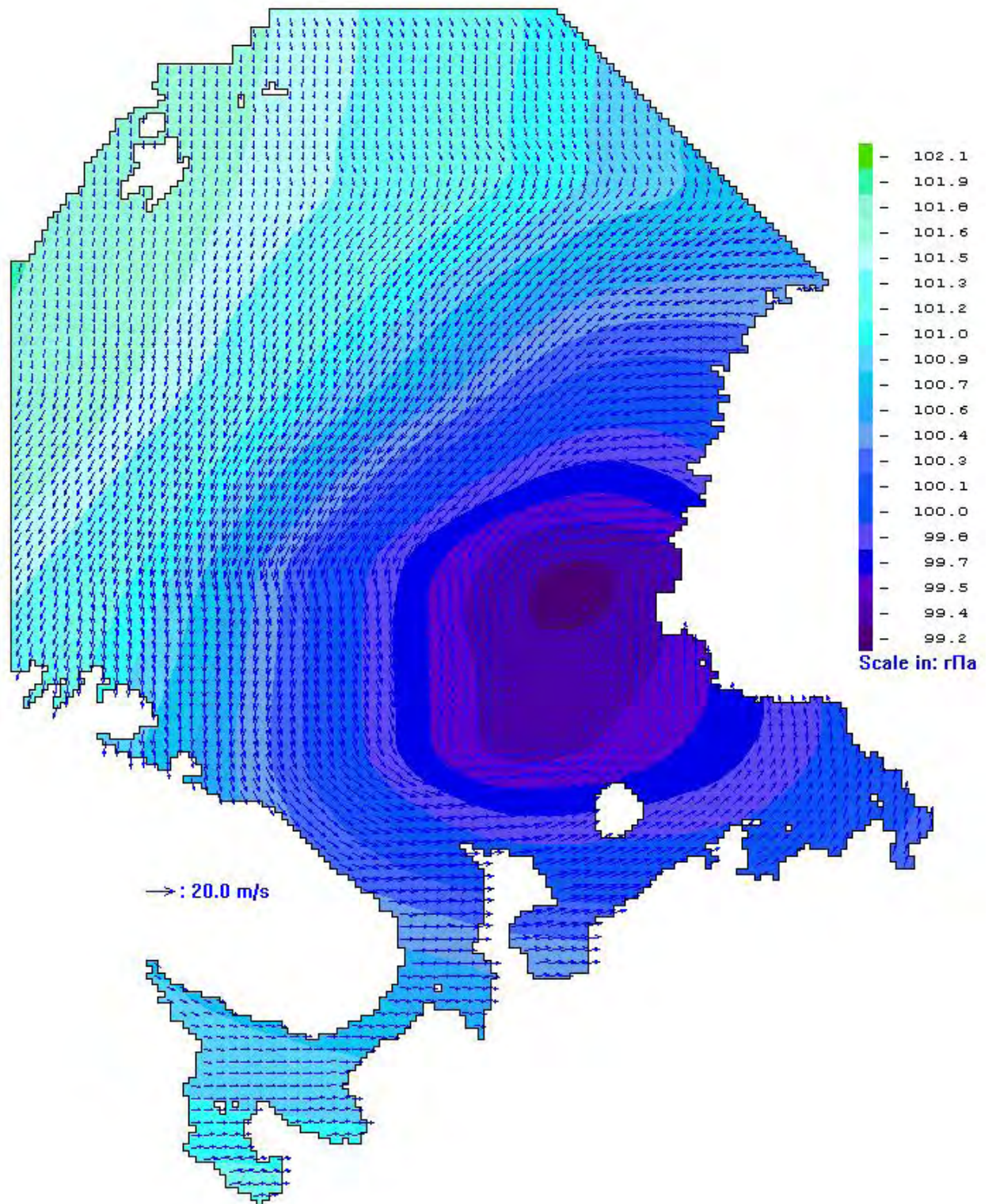


Рис. 8. Давление на уровне моря и приводный ветер 15 часов 14 июля 2009 г.

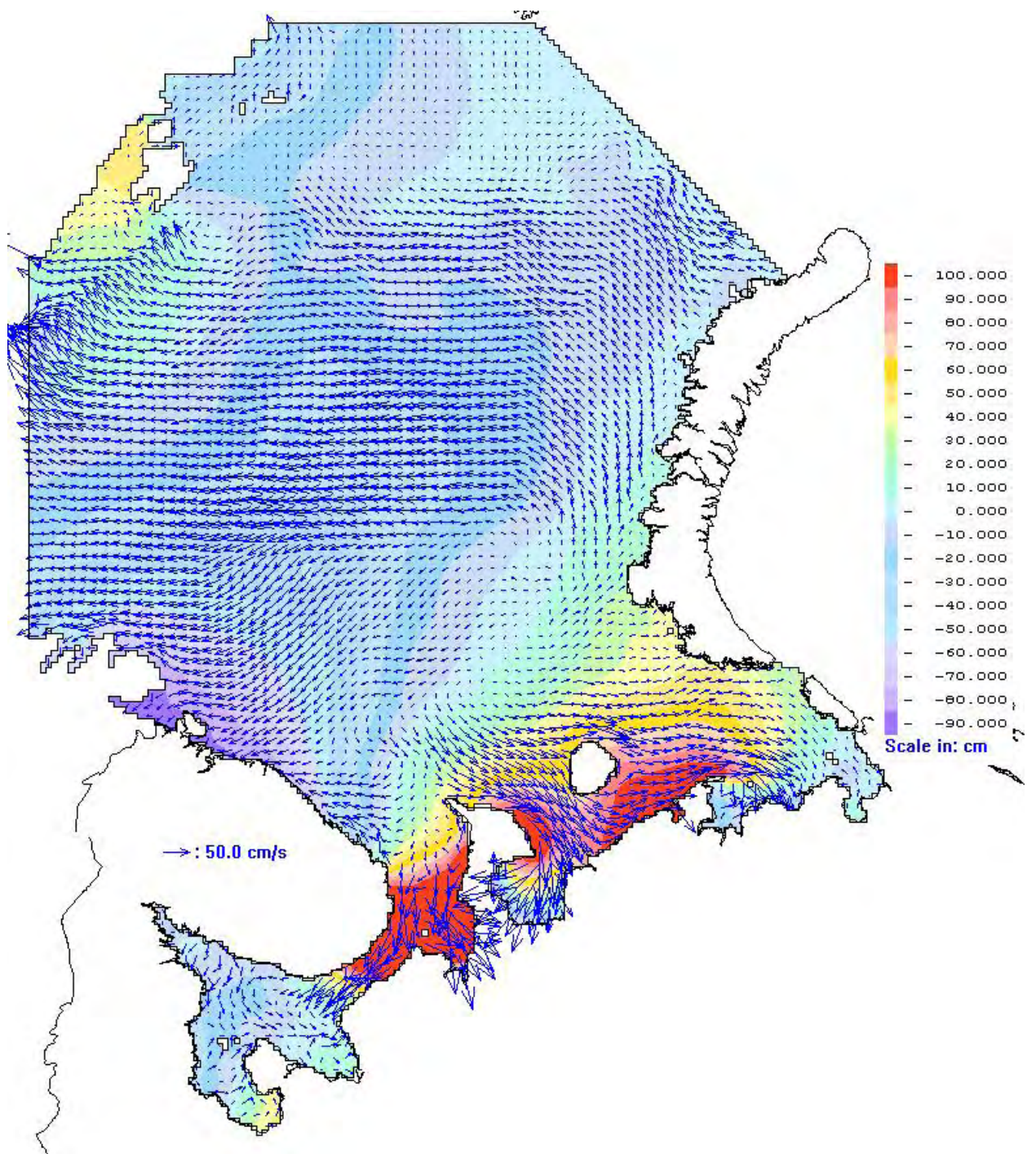


Рис. 9. Уровень моря и скорости течений на поверхности 15 часов 14 июля 2009 г.

Литература

- Архипов Б.В., Попов С.К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря. - *Океанология*, 1996, т. 36, № 6, с. 805-813.
- Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Семенов А.Ю. Гидродинамическое моделирование приливов и нагонов в Баренцевом море на основе разностного гибридного метода. В сб. «Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе». Владивосток, ДВО АН СССР, 1990, т.2, с.277-293.
- О.И. Зильберштейн, Г.Ф. Сафронов, С.К. Попов Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования., Труды государственного океанографического института, , 2000, С.-Пб., Гидрометеиздат, вып. 207, с. 81-102.
- Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии. - *Водные ресурсы*, 2001, т. 28, № 6, с. 692-700.
- Марчук Г.И., Кочергин В.П., Климок В.И., Сухоруков В.А Математическое моделирование сезонной изменчивости поверхностного турбулентного слоя в океане. *Физика атмосферы и океана*. – 1978. – Том 14. № 9. – с. 945-955.
- Попов С.К. Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море. - *Метеорология и гидрология*, 2004., № 5, с. 76-84.
- Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений. // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 12. с. 41-53.
- Flather R.A., Heaps N.S. Tidal computation for Morecambe Bay. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 1975.
- Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models. In: *Three-dimensional coastal ocean models / Coastal and Estuarine Science / Ed. Heaps N.S. 1987. Vol. 4. P.201-208.*
- Mellor G.L., Durbin P.A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer // *J. Phys. Oceanogr.* - 1975. - Vol.5 - P.718-728.
- Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model. *Cont.Shelf Res.* 1996. V 16. N 2. P. 147-161.
- Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea - Part 1: model description, calibration and verification // *Cont. shelf Res.* 1996. Vol.16. N 2. P. 131-146.
- Popov S.K., Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A. Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea. IOC UNESCO, Workshop Report No. 171, « Ocean Circulation Science derived from the Atlantic, Indian and Arctic Sea Level Networks», Annex III –p.106-131, Paris, August 2000