

**В. М. Коморін, к.з.н., Ю. І. Попов, к.з.н., В. В. Український**  
 НДУ "Український науковий центр екології моря"

## ОЦІНКА МІНЛИВОСТІ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

*Виконана верифікація гідродинамічної моделі POM (Princeton Ocean Model) в межах оцінки просторової мінливості гідродинамічних характеристик північно-західного шельфу Чорного моря на базі діагностичних модельних розрахунків по середньо-багаторічним термохалінним характеристикам за даними УкрНЦЕМ, отриманими у період 1990-2005 рр.*

**Ключові слова:** гідродинамічні характеристики, північно-західний шельф Чорного моря, діагностичні модельні розрахунки

**Вступ.** У Чорному морі найбільш уразливим до антропогенного навантаження є його північно-західний шельф (ПЗЧМ). В основі формування стану морського середовища акваторії ПЗЧМ лежать її гідродинамічні особливості. Оскільки на теперішній час не існує в достатній кількості вимірювань за течіями в межах ПЗЧМ, для оцінки гідродинамічних особливостей району є необхідність використати математичну гідродинамічну модель. Математична модель може бути застосована і для задач прогнозу стану морського середовища. Насамперед, задач оцінки впливу на морське середовище антропогенної діяльності, пов'язаної з забрудненням морського середовища, перебудовою берегів та зміною морфологічних характеристик водних об'єктів.

**Постановка задачі.** Метою роботи є верифікація гідродинамічної моделі POM (Princeton Ocean Model) в межах оцінки просторової мінливості гідродинамічних характеристик північно-західного шельфу Чорного моря (ПЗЧМ).

Слід зазначити, що модель POM, яка докладно описана в [1], успішно застосовувалася та застосовується для вирішення задач динаміки моря, включаючи як дослідження в естуаріях і шельфових районах моря, так і загальної циркуляції морів і океану [2 - 6].

Верифікація роботи моделі в межах ПЗЧМ виконана на базі діагностичних модельних розрахунків по натурним даним середньо-багаторічних термохалінних характеристик вод для окремих сезонів, які отримані УкрНЦЕМ за період з 1990 по 2005 рр.

Модель заснована на повній системі рівнянь термогідродинаміки океану з вільною поверхнею в наближенні Буссінеска, гідростатики та нестисливості рідини. В моделі використовується криволінійна по вертикалі система координат  $\sigma$ . Вісь  $z$  в декартовій системі координат спрямована вертикально вгору. Значення координати  $\sigma$  розраховується за формулою

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad (1)$$

так, що вільна поверхня моря  $\eta(x, y, t)$  представляється в перетворених координатах поверхнею  $\sigma = 0$ , а рельєф морського дна  $H(x, y)$  - поверхнею  $\sigma = -1$ , де  $x, y$  - горизонтальні декартові координати, спрямовані на схід і північ відповідно,  $t$  - час. Тоді рівняння нерозривності й збереження моменту кількості руху мають вигляд:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0; \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x; \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DV}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (4)$$

де  $U, V$  – компоненти вектора швидкості течій уздовж осей  $x$  та  $y$  відповідно;  
 $\rho_0$  – відносна густина морської води;  
 $H$  – глибина моря;  
 $f$  – параметр Коріолісу;  
 $g$  – прискорення вільного падіння;  
 $F_x, F_y$  – члени, що описують горизонтальну турбулентну в'язкість і дифузію;  
 $D=H + \eta$ .

Для параметризації вертикального перемішування використовується так звана модель турбулентності з рівнем замикання 2.5, заснована на гіпотезах турбулентності Ротта-Колмогорова й узагальнена Меллором та Ямадой на випадок стратифікованого потоку. Відповідно до цієї моделі коефіцієнти вертикальної турбулентної в'язкості  $K_M$  і дифузії  $K_H$  виражаються через параметри стійкості  $S_M$  й  $S_H$

$$(K_M, K_H) = lq(S_M, S_H), \quad (5)$$

де  $l$  – турбулентний масштаб;  
 $1/2q^2$  – кінетична енергія турбулентності.

У вищенаведених рівняннях  $\omega$  є нормальна до поверхні  $\sigma$  швидкість, що пов'язана з вертикальною швидкістю співвідношенням

$$w = \omega + u \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (6)$$

У загальному випадку на поверхні моря  $\sigma = 0$  задається напруга вітру:

$$\frac{\rho_0 K_M}{H} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (7)$$

де  $\tau_{0x}, \tau_{0y}$  – компоненти напруги вітру;  
 $u, v, w$  – компоненти швидкості течій уздовж осей  $x, y, z$  відповідно;  
 $R$  – внутрішнє джерело тепла, пов'язане з поглинанням сонячної радіації;  
 $Q_0$  – потік тепла на границі «море-атмосфера»;  
 $(E-P)$  – різниця опади - випари.

На дні моря, де  $\sigma = -1$ , потоки тепла та солі дорівнюють нулю, а для течій використовується аналогічна гранична умова з відповідною заміною компоненту напруги  $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D \overline{|V_b|} (u_b, v_b)$ .

Коефіцієнт тертя  $C_D = \text{MAX}\{k^2 [\ln(H + z_b) / z_0]^{-2}, 0.0025\}$ , залежить від вирішення придонного пограничного слою.

Тут  $z_b$  – глибина залягання найближчого до дна вузла вертикальної розрахункової сітки;  $\vec{V}_b$  - вектор швидкості течій в даному вузлі;  $u_b, v_b$  – його компоненти;  $k = 0,4$  – константа Кармана;  $z_0$  – параметр шорсткості морського дна, що дорівнює 1 см.

На поверхні і на дні  $\omega$  дорівнює нулю.

На твердій бічній границі для швидкостей потоку використовуються умови вільного ковзання і рівності нулю нормальних потоків солі, тепла й кількості руху. Стоком річок й обміном рідиною через протоки нехтуємо. На південній границі з відкритою частиною моря задавалась умова випромінювання, яка описує вільне проходження через границю довгих гравітаційних хвиль  $\eta = \eta_0 + V_n \sqrt{H/g}$ ,

де  $\eta_0$  - вільна поверхня моря на рідкій границі розрахункової області;

$V_n$  - проекція вектору течій, розрахованих в граничних точках області, на зовнішню нормаль до відкритої бокової границі.

Для проведення розрахунків область північно-західної частини Чорного моря від  $45^{\circ}00'$  до  $46^{\circ}35'$  півн. ш. і від  $29^{\circ}40'$  до  $33^{\circ}33'$  сх. д. була розбита на квадрати, розміри яких по горизонталі становлять 5 км уздовж широти й довготи. По вертикалі використовувалось 7 рівнів. Для баротропної моди крок за часом становив 40 секунд, для барокліної - 33 хвилини.

Розрахунок швидкості течії проводився діагностичним методом, тобто при заданому полі густини. У початковий момент часу задавалися поля температури й солоності, у тому числі й на поверхні, які залишалися фіксованими упродовж всього розрахункового часу. При завданні полів температури і солоності використовувалися масиви даних, отримані УкрНЦЕМ з 1990 по 2005 рр. Ці дані були інтерпольовані у вузли розрахункової сітки.

**Вихідні данні та методика їх обробки.** Для аналізу кожного з сезонів було використано по дві вибірки для температури та солоності на стандартних горизонтах (0, 5, 10, 20, 30, 50, 75 і 100м) з повного масиву даних по Чорному морю. Перші вибірки зроблені по трапеціях Марседена 20x30 хвилин широти та довготи, відповідно; другі - 40x60 хвилин. Дані більших квадратів (40x60 хвилин) використовувалися для одержання характеристик внутрішньорічного ходу температури та солоності води в різних районах ПЗЧМ, як статистично більш достовірні в порівнянні з даними в малих квадратах.

Побудова графіків річного ходу термohалінних характеристик на окремих горизонтах по всім квадратам 40x60 хвилин та апроксимація даних поліномами дозволили на підставі отриманих залежностей провести часову синхронізацію даних на квадратах 20x30 хвилин та привести існуючі поля до середини відповідного сезонного інтервалу.

Розрахунок середніх кліматичних сезонних значень температури та солоності води в центрах трапецій виконаний методом зворотної дистанції (просторове усереднення даних).

Таким чином, для аналізу гідродинамічних особливостей ПЗЧМ використані вхідні данні для модельних розрахунків: карти просторових розподілів температури та солоності вод, а також результати розрахунків: карти просторового розподілу рівня моря, швидкості та напрямку течій. Всі характеристики (крім рівня моря) представлені на двох горизонтах – поверхневому і придонному.

Складові напруги вітру в (7) обчислювалися за формулою:

$$(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a C_a |\vec{U}_a| (u_a, v_a), \quad (8)$$

де  $\vec{U}_a$  - вектор швидкості вітру з компонентами  $u_a, v_a$  уздовж осей  $x, y$  відповідно;  
 $\rho_a$  - густина повітря;  
 $C_a = 1.4 \cdot 10^{-3}$ .

**Результати розрахунків та їх аналіз.** Згідно з результатами, отриманими у [2, 7] за допомогою модельних розрахунків, основним механізмом, що формує структуру течій в поверхневому шарі північно-західного шельфу Чорного моря, є річковий стік. Вітер та Основна чорноморська течія - додаткові фактори, які впливають на гідрологічний режим ПЗЧМ.

Числовий експеримент для верифікації РОМ в межах оцінки просторової мінливості гідродинамічних характеристик ПЗЧМ складався з розрахунку квазістаціонарної циркуляції, порушеної зі стану спокою заданим однорідним по простору вітром. Досягнення квазістаціонарного стану контролювалося за рівнем середньої по обсягу басейну кінетичної енергії. Як показали проведені розрахунки, циркуляція встановлюється практично через 10 діб розрахункового часу.

Розрахунки рівня моря та параметрів течій виконувалися для зимового періоду з урахуванням помірних вітрів (7,5 м/с) двох румбів з найбільшою повторюваністю – півн.-зах. і півн.-сх. Розрахунки аналогічних характеристик для весняного та літнього сезонів виконані для вітрів трьох (5 м/с), а для осіннього - всіх чотирьох основних напрямків (7 м/с).

**Зима, півн.-зах. вітер.** Розрахунки за моделлю показують, що при стійкому впливі помірних вітрів півн.-зах. напрямків відбувається посилення змінних процесів у дністровсько-дніпровському межиріччі (рис. 1а). Максимальне падіння рівня моря (до 4 см) проявляється в районі північного узбережжя від Одеси до Очакова, незначно рівень моря знижується (до 1 см) на Дністровській банці та на південь від південно-західного краю Тендрівської коси. До 2 – 3 см спостерігається підйом рівня моря в центральних областях ПЗЧМ і максимальний (до 8 см) – у кутовій частині Каркінітської затоки.

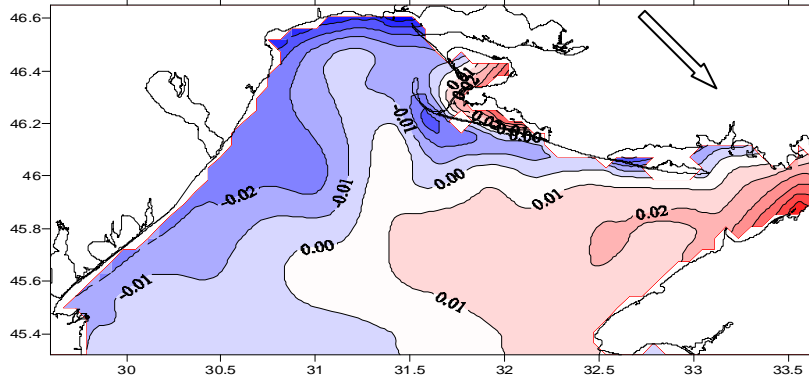
Динамічний режим шельфових вод у вигляді середніх по глибині течій (рис. 1б) характеризується перевагою антициклонічного кругообігу у вигляді двох зв'язаних між собою областей: перша розташовується в районі Одеської улоговини; друга - у східній половині шельфової зони, включаючи Каркінітську затоку.

Середні переноси згідно з [8] характеризують циркуляцію як циклонічну на більшій частині моря та як антициклонічну - в Каркінітській затоці.

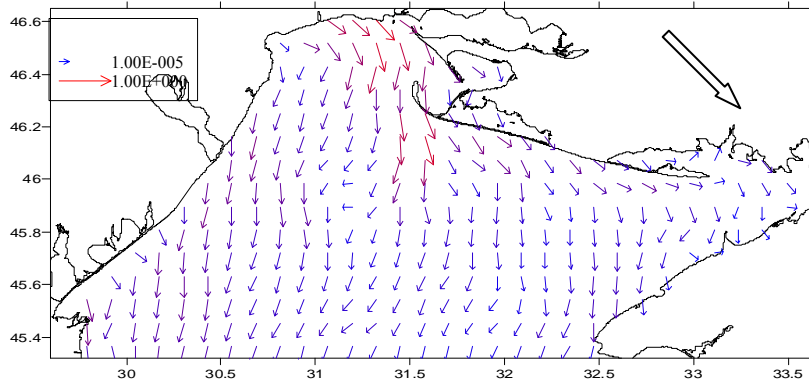
У поверхневому шарі вод при вітрах півн.-зах. напрямків переважає південний перенос вод (рис. 1в). У північних районах шельфу та на південь від Тендрівської коси течії мають стійку південно-східну спрямованість та максимальні швидкості (40 - 50 см/с).

Розподіл течій у придонних шарах ПЗЧМ є, до деякої міри, дзеркальним відображенням поверхневих потоків, оскільки течії значною мірою мають компенсаційний характер (рис. 1г). У південно-східній частині розрахункової області переважають течії західного напрямку. Ці течії є північною периферією великомасштабної циклонічної круговерті південної частини ПЗЧМ (північна, шельфова гілка Основної чорноморської течії (ОЧТ)). Частина цих вод у центральних районах шельфу повертає на північ, проходить горловину Одеської улоговини, обновлює її глибинні води та прямує до мілководдя північного узбережжя ПЗЧМ, де згінні ефекти найбільш активні. Збіжність глибинних потоків відзначається між східним краєм Тендрівської коси та західним краєм коси Джарилгач. При північно-західних вітрах сюди надходить значна частина дніпровських вод і тут, на мілководді, відбувається їхня основна та найшвидша трансформація в шельфову водну масу.

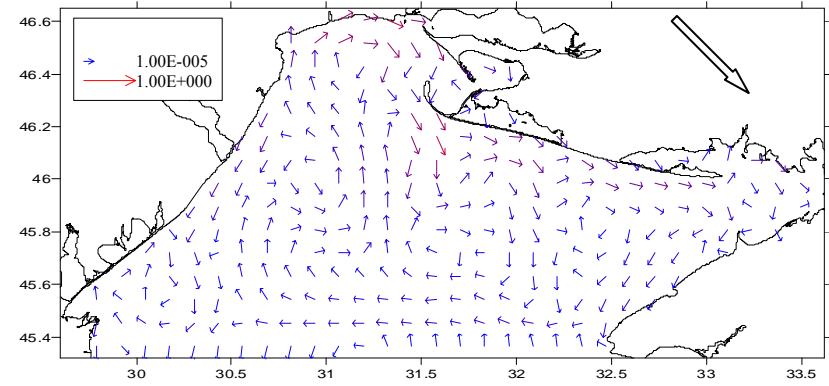
a)



b)



б)



г)

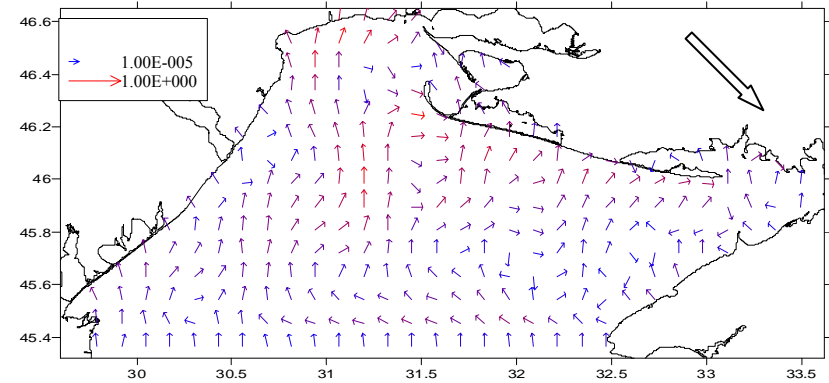


Рисунок 1 – Розраховані поля просторового розподілу підвищення вільної поверхні моря у м (а), середніх за глибиною течій у м/с (б), течій у м/с на поверхні (в) та у придонному шарі (г) взимку при дії північно-західного вітру 7,5 м/с.

Придонні течії східного краю Каркінітської затоки, в основному, спрямовані у західному напрямку - це компенсаційний відтік з області підвищеного рівня моря.

**Зима, півн.-сх. вітер.** Північно-східні вітри зганяють воду зі східних областей акваторії ПЗЧМ та більш інтенсивно з таких вузьких мілководь, як східні райони Каркінітської затоки (рис. 2а). Відповідно до розрахунків, у одеському регіоні при дії помірних півн.-сх. вітрів рівень моря підвищується приблизно на 3 см, а у придунайському на 9-10 см. Аналіз багаторічних спостережень за рівнем моря в порту Одеса показує, що півн.-сх. вітри будь-яких швидкостей не дають істотного внеску у підвищення рівня моря в Одеській затоці, що і показують модельні розрахунки.

У Каркінітській затоці середній перенос вод характеризується слабким антициклонічним кругообігом (рис. 2б).

У роботі [9] представлені осередненні карти течій для шару 0-10 м і вітрів трьох напрямків. Відзначається великомасштабний циклонічний характер переносів у відкритій частині моря та відосблений антициклонічний кругообіг у Каркінітській затоці. Ідентифікований за інструментальними спостереженнями антициклонічний кругообіг, який розташований уздовж західної частини Одеської улоговини та північної частини Білгород-Дністровського підняття, за даними модельних розрахунків не простежується.

При часто повторюваних вітрах півн.-сх. і сх. напрямків за даними інструментальних спостережень над течіями на ПЗЧМ чітко простежується циклонічне поле течій [10]. Основний потік проходить уздовж великомасштабної орографії узбережжя ПЗЧМ, значно підсилюється біля західного узбережжя, несучи на південь за межі шельфу значні об'єми трансформованих річкових вод. У Каркінітській затоці простежується антициклонічний кругообіг. За даними модельних розрахунків поверхневі течії вод ПЗЧМ (рис. 2в) у цілому характеризуються потужним переносом вод на захід у північних областях шельфу і настільки ж інтенсивними південно-західними течіями – уздовж західного узбережжя. Поверхневий винос вод з Каркінітської затоки, в основному, відбувається через його південні райони, уздовж Кримського півострова.

Данні осереднених інструментальних спостережень за поверхневими течіями [9] показують, що для всіх напрямків вітрів існує спрямований перенос мас води відповідно до напрямку вітру в мілководних районах і з невеликим відхиленням вправо на 20-30° більш слабкий по швидкостях перенос вод у глибоких районах шельфу.

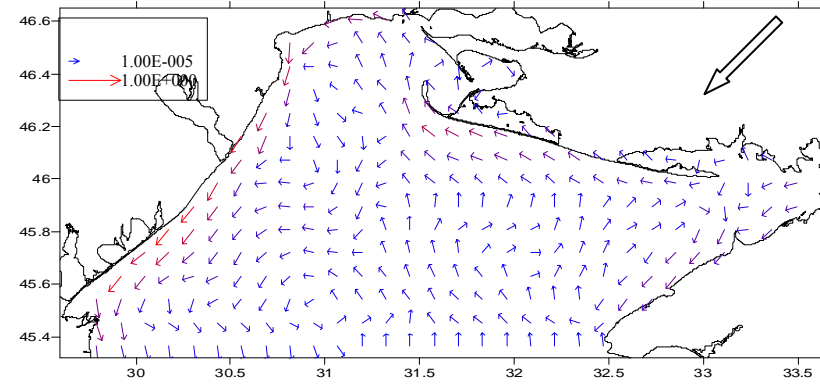
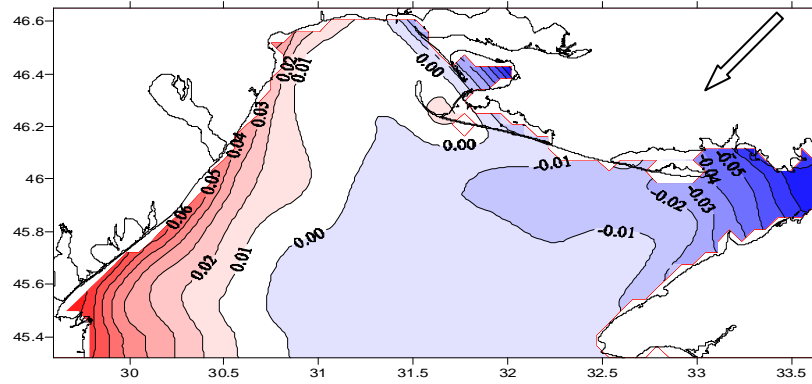
Спрямованість глибинних течій у мілководних районах західної половини шельфу, південніше від Гендровської коси та у Кримського узбережжя (рис. 2г) близька до спрямованості поверхневих течій. Зворотними, стосовно поверхневих, є потоки в північному регіоні від Гендрівської коси, в центральних районах східної половини моря та у північних областях Каркінітської затоки. Упорядкованого глибинного переносу вод у північній області ПЗЧМ не спостерігається.

**Весна, півд.-сх. вітер.** Розглянемо весняний динамічний режим вод ПЗЧМ при тривалому впливі помірних півд.-сх. вітрів. Такі вітри викликають згінні ефекти у півд.-сх. районах шельфу з апвелінгами у північного узбережжя півострова Крим (рис. 3а). Як видно з результатів модельних розрахунків, існує нагін у придунайському районі, в Одеській затоці та на сході від неї нагін становить 4-6 см. Спостереження над рівнем моря та параметрами вітру у портах даної акваторії показують, що розглянуті вітри викликають у них максимальний підйом рівня моря.

Згідно з модельними розрахунками, для середніх по вертикалі переносів вод при півд.-сх. вітрах характерна переважно циклонічна циркуляція в центральних і північних областях розглянутого району ПЗЧМ.

a)

б)



в)

г)

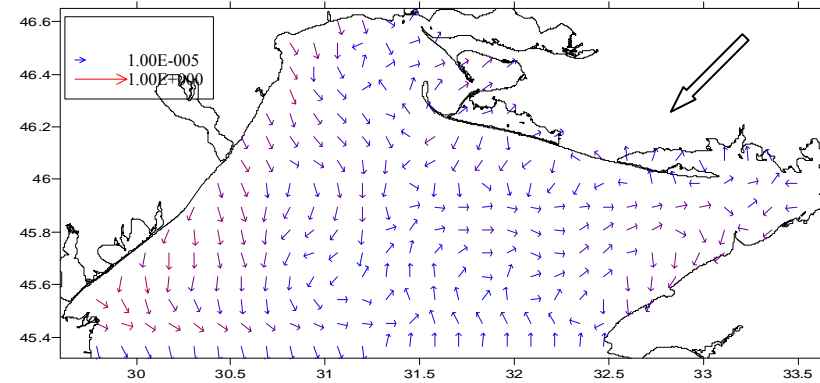
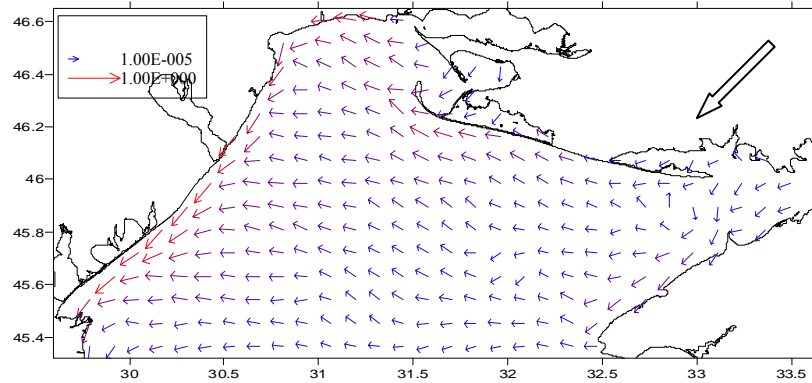
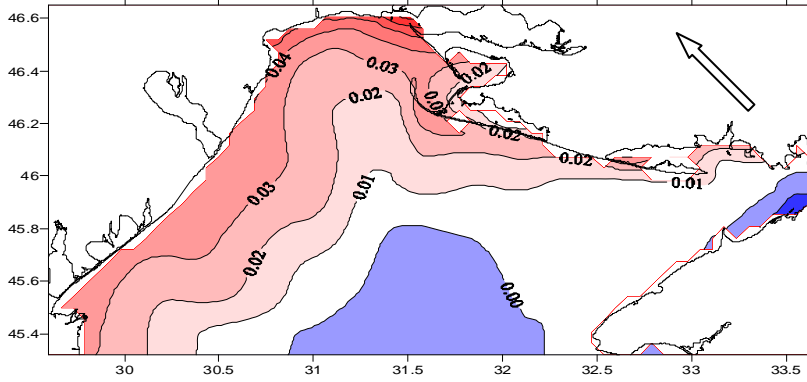
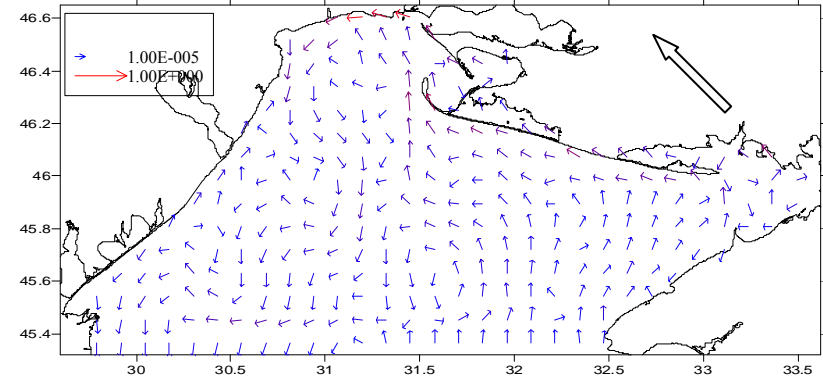


Рисунок 2– Розраховані поля просторового розподілу підвищення вільної поверхні моря у м (а), середніх за глибиною течій у м/с (б), течій у м/с на поверхні (в) та у придонному шарі (г) взимку при дії північно-східного вітру 7,5 м/с.

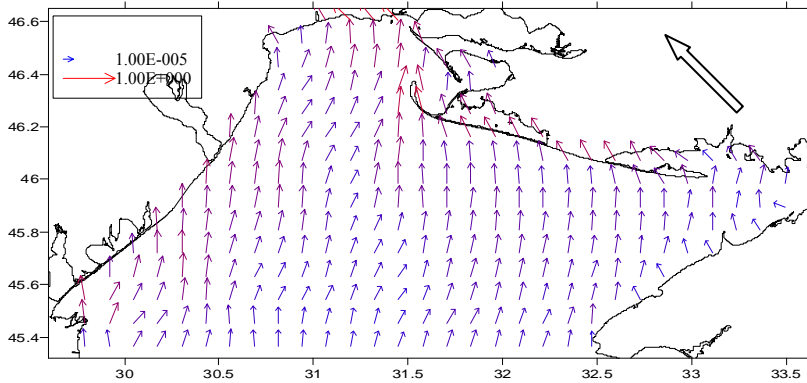
a)



б)



б)



г)

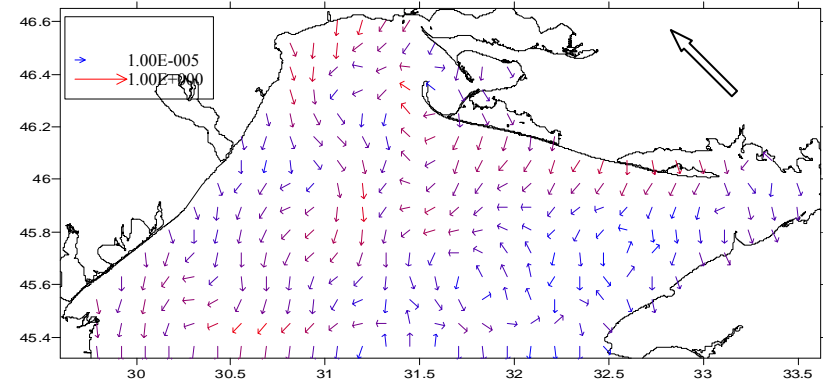


Рисунок 3– Розраховані поля просторового розподілу підвищення вільної поверхні моря у м (а), середніх за глибиною течій у м/с (б), течій у м/с на поверхні (в) та у придонному шарі (г) навесні при дії південно-східного вітру 5,5 м/с.



Середній перенос у шарі 0-10 м за інструментальним даними [9] при дії півд.-сх. вітрів характеризується півн.-зах. переносом вод у центральних областях шельфової зони. Спостерігаються уздовж берегові течії північного напрямку в придунайському районі та уздовж узбережжя від Цареградського гирла до Одеської затоки. Існує слабкий антициклонічний кругообіг в Одеській затоці і над Одеською банкою та циклонічний потік уздовж узбережжя Каркінітської затоки, що надходить з півдня від Каламітської затоки.

Оцінка поверхневого переносу вод на ПЗЧМ під дією півд.-сх. вітрів показує майже односпрямоване й активне переміщення вод у північному напрямку незалежно від глибин місця. Крім того існують півн.-зах. переноси вод у районі Одеської затоки (рис. 3в).

**Весна, півн.-зах. вітер.** При дії півн.-зах. вітру вся західна половина шельфу перебуває під впливом трьох центрів антициклонічного кругообігу, найбільш активний з яких розташовується над Одеською улоговиною. На півночі Каркінітської затоки течії спрямовані уздовж коси Тендра - Джарилгач. У середній частині затоки потоки антициклонічно розвертаються і широкою смугою спрямовуються на півд.-зах., а потім на захід, формуючи перенос вод уздовж південної границі полігону.

Оцінка поверхневих течій показує майже повсюдно односпрямоване південне переміщення водних мас. І лише в крайніх північних областях течії мають значну східну складову, а також найвищі швидкості. Придонні течії, в основному, мають спрямованість із північною складовою.

**Весна, півн.-сх. вітер.** Розглянемо гідродинамічну ситуацію при вітрах півн.-сх. напрямку. Картина весняного поля рівня моря багато в чому ідентична аналогічній зимовій картині для тієї ж вітрової ситуації (рис. 2а). Область підвищеного рівня моря прив'язана до західного сектора розглянутого району.

Середні по вертикалі переноси вод у весняний період року мають більш складну структуру в порівнянні із зимовою картиною середнього переносу (рис. 2б). Загальна циклонічна циркуляційна система, що характерна, за нашими оцінками, для зимового періоду в центральних і західних районах ПЗЧМ, навесні розбита на ряд відособлених кругообігів того ж знаку. У самому північному районі шельфу (північна половина Одеської улоговини) циркуляція міняє знак на протилежний, тобто стає антициклонічною, і поширюється в центральні райони акваторії позитивного кругообігу в Каркінітській затоці.

Поверхневі течії вод ПЗЧМ у цілому характеризуються потужним переносом вод на захід і інтенсивними південно-західними течіями уздовж західного узбережжя, аналогічно зимовому періоду. Поверхневий винос вод з Каркінітської затоки, в основному, відбувається через її південні райони, уздовж Кримського півострова.

Придонні течії у глибоких районах моря та навіть на мілководних банках спрямовані протилежно від поверхневих. Тільки на вузьких прибережних мілководдях північної частини Кримського узбережжя, уздовж західного узбережжя шельфової зони глибинні потоки мають однаковий напрямок з поверхневими течіями.

Ускладнення циркуляційного режиму у весняний період року, в порівнянні із зимовим, пов'язане зі змінами внутрішньої термохалінної структури вод, а саме, появою двошарової структури та активним поширенням на акваторію ПЗЧМ вод паводкового стоку.

**Літо, півн.-зах. вітри.** Літній режим циркуляційних процесів і вплив північно-західних вітрів призводить до зниження рівня моря у вузькій прибережній смузі уздовж західного й північного узбережжя та до підвищення рівня в центральній частині моря, а

також у східній частині Каркінітської затоки. Перевищення рівня над середнім значенням у межах всієї області відкритого шельфу обумовлено не стільки вітром, скільки внутрішньою термохалінною структурою вод, наслідком якої є активний антициклонічний кругообіг середніх течій. Локальна область антициклонічного руху вод формується й у північній частині шельфу.

Результати розрахунку течій поверхневого шару показують, що на значній частині акваторії відкритого шельфу при такому вітрі генеруються течії південного напрямку, а у Каркінітській затоці - кругові течії антициклонічної спрямованості.

Антициклонічний кругообіг простежується у придонних шарах Каркінітської затоки, а також на півночі Одеської улоговини та над Одеською банкою. В інших районах придонна течія здебільшого протилежно спрямована відносно течії поверхневого шару.

**Літо, півд.-сх. вітри.** При дії півд.-сх. вітрів область низьких значень рівня моря витягнута в напрямку дії вітру у вигляді меандру, що звужується по мірі віддалення від півострова Крим. Максимальне падіння рівня моря відбувається у кутовій мілководній частині Каркінітської затоки.

Результати розрахунків показують, що при півд.-сх. вітрах вся область шельфу в літній період року знаходиться під впливом середнього по вертикалі циклонічного обертання вод. При цьому центр основного круговороту асиметрично зміщений на північ в район Одеської улоговини, а область циклонічного кругообігу в Каркінітській затоці трохи відособлена.

Вітер півд.-сх. напрямку зі швидкістю 5 м/с, згідно з модельними розрахунками, викликає спрямовані по вітру течії у прибережних мілководних районах. На більш глибокій частині акваторії шельфу зазначений вітер викликає поверхневі течії півн. спрямованості.

Динамічна структура вод придонного шару має більш складний характер, особливо в східній половині ПЗЧМ, де внутрішня область антициклонічного кругообігу оконтурена зовнішньою зоною протилежної спрямованості. У західній половині регіону, в Одеській улоговині й у придунайському районі, зберігаються області зворотного руху одного напрямку з поверхневими. В інших районах східної половини шельфу глибинні потоки є протитечіями відносно поверхневих течій.

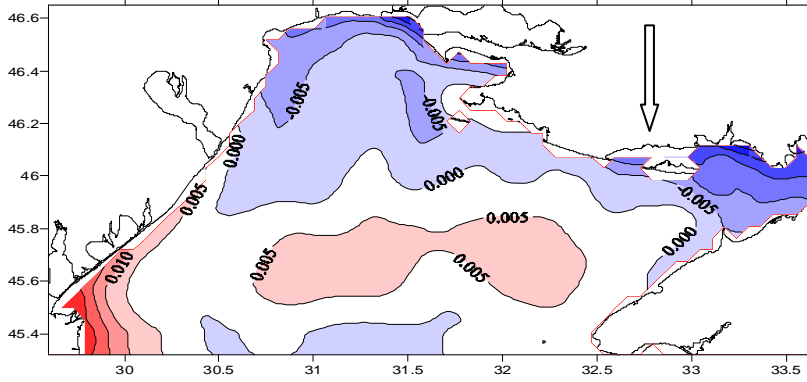
**Літо, півн. вітри.** Барокліні ефекти термохалінної структури вод у сукупності з дією вітрів північних напрямків викликають підйом рівня моря на 2 см у центральних областях південної частини шельфу та сильний підйом у придунайському районі (рис. 4а). У північних, центральних і східних областях шельфу влітку при півн. вітрах має місце перевага середнього антициклонічного кругообігу, а в дунайсько-дністровському межиріччі - циклонічного (рис. 4б).

Поверхневі течії при дії півн. вітрів мають переважно ЗПДЗ напрямком (рис. 4в). Уздовж північних границь Каркінітської затоки потоки спрямовані на півд.-сх., у результаті чого потік поверхневих вод обходить затоку по антициклонічній траєкторії. Вітри північного напрямку є згінними для району Одеса-Іллічівськ і максимальний згін обумовлюють уздовж усього північного узбережжя (за даними станції п. Южний). Видно, що термохалінні складові потоку в цьому районі в середньому превалюють над дрейфовими поверхневими потоками, викликаними дією слабких вітрів 5.0 м/с.

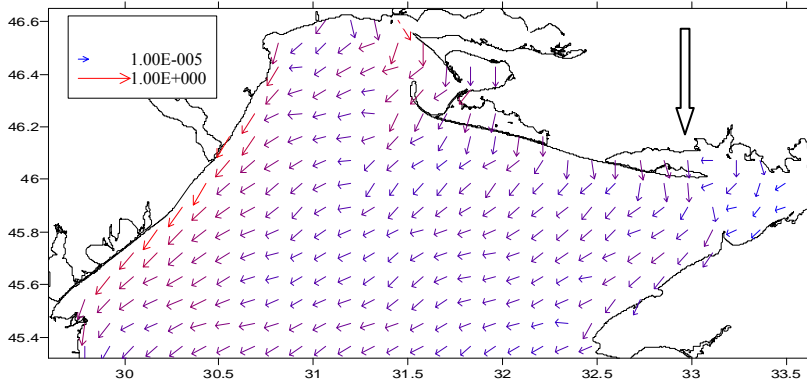
По характеру спрямованості придонних течій при розглянутій вітровій ситуації акваторію ПЗЧМ можна умовно поділити на східну й західну половини. У східній половині переважають потоки східних, у західній - північних напрямків (рис. 4г).

Розподіл висот рівня моря при дії півн.-сх. вітрів зі швидкостями 7.0 м/с в осінній період року практично нічим не відрізняється від раніше описаної нами зимової картини. Дещо менші значення осінніх згінних і нагінних рівнів моря можна віднести

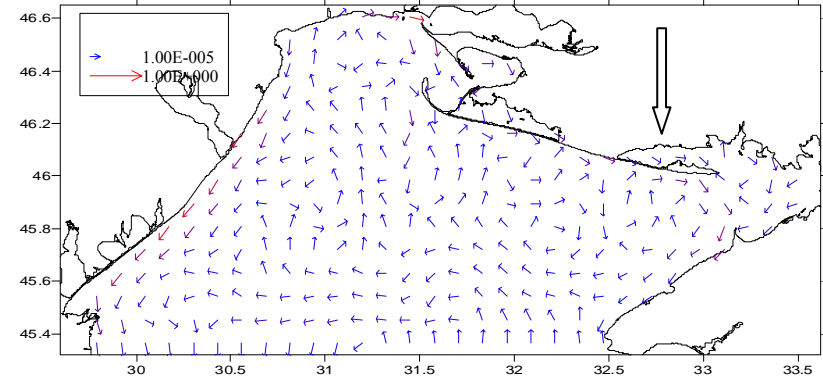
a)



б)



б)



г)

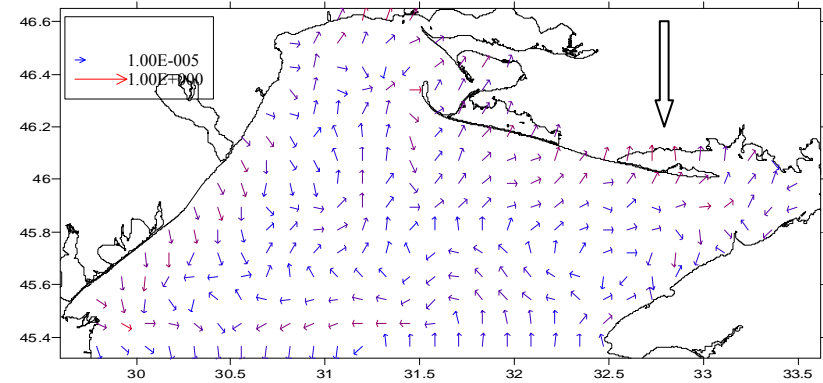


Рисунок 4 – Розраховані поля просторового розподілу підвищення вільної поверхні моря у м (а), середніх за глибиною течій у м/с (б), течій у м/с на поверхні (в) та у придонному шарі (г) влітку при дії північного вітру 5,0 м/с.

за рахунок більших швидкостей вітру (7.5 м/с), при яких розраховувалися динамічні характеристики в зимовий період.

**Осінь, півн.-сх. вітри.** Незважаючи на різні термохалінні умови, ідентичними із зимовими є особливості середніх, поверхневих і придонних переносів вод на акваторії розглянутого району ПЗЧМ.

**Осінь, півд.-сх. вітри.** Не вимагає додаткового опису й динамічний стан вод осіннього періоду при дії півд.-сх. вітрів, оскільки він по основних деталях збігається з динамічним станом вод весняного періоду (рис. 3) при аналогічній вітровій ситуації.

**Осінь, півн.-зах. вітри.** Збігаються у всіх деталях осінні і раніше розглянуті зимові (рис. 1) динамічні картини при дії півн.-зах. вітрів.

**Осінь, зах. вітри.** Виходячи з розрахункових оцінок, вплив західних вітрів обумовлює найбільше падіння рівня моря (до 4 см) уздовж західного узбережжя ПЗЧМ (рис. 5а). Цілком виправданим виглядає відхід у мористу частину області падіння рівня в районі мілководної Білгород-Дністровської банки й у районі дунайського узмор'я. В останньому випадку це спричинено виносом на схід великої кількості дунайських вод або наявністю антициклонічного кругообігу в поверхневому шарі.

За даними тривалих інструментальних спостережень [10], при сильних зах. та півд.-зах. вітрах поверхневі течії утворюють великомасштабний антициклонічний круговорот, що замикає води річкового стоку на ПЗЧМ та сприяє переносу вод Дніпра і частково Дністра в райони Каркінітської затоки.

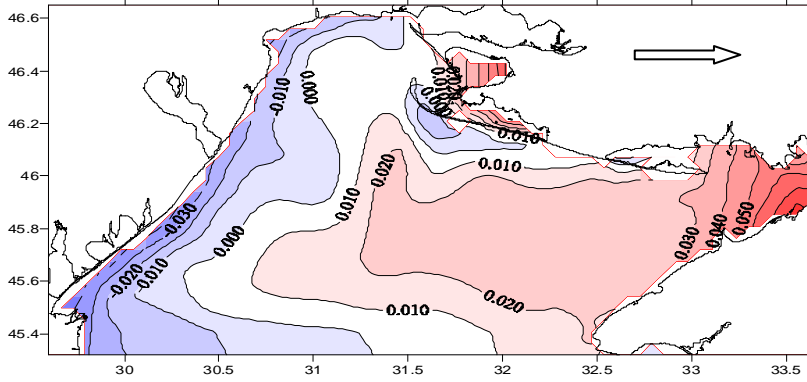
Поверхневі течії уздовж західного узбережжя шельфу орієнтовані на північний схід, а морістіше, у 5-ти - 10-ти милях від берега розвертаються за годинниковою стрілкою і у південних районах акваторії ПЗЧМ мають південний та південно-південно-західний напрямки (рис. 5в).

Придонні течії (рис. 5г) характеризуються сильним східним переносом вод у південній частині акваторії, що істотно більший поверхневого (рис. 5б). Північніше паралелі  $45^{\circ}40'$  півн. ш., у західній половині моря потік розвертається в північному напрямку, а в східній половині створює складні меандрові переміщення із західною та північною складовими.

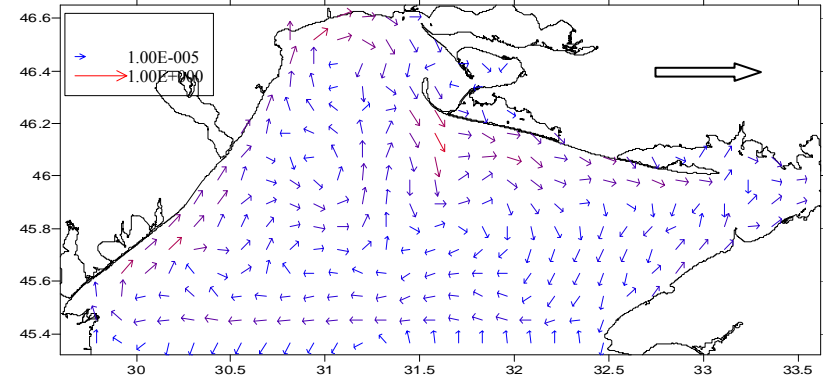
## Висновки

1. Результати проведених модельних розрахунків в основному співпадають з існуючими уявленнями щодо гідродинамічних особливостей ПЗЧМ.
2. Горизонтальна мінливість термохалінних полів максимальна в осінній і зимовий періоди року у зв'язку з активізацією осінньо-зимових процесів конвективно-турбулентного перемішування, що нерівномірно протікають у різних районах шельфу.
3. Згідно з результатами модельних розрахунків циклонічна спрямованість потоків суббасейнової циркуляції ПЗЧМ є переважаючою при різних напрямках вітрів. Великомасштабна антициклонічна спрямованість потоків характерна для вітрів північного напрямку. Близькі по напрямку півн.-зах. і півн.-сх. вітри генерують антициклонічний кругообіг течій у межах Каркінітської затоки.
4. Відзначається виражена двошарова структура динамічного поля з різнонаправленими течіями в поверхневому та глибинному шарах шельфових вод. Течії одного напрямку в поверхневому та придонному шарах характерні для уздовжберегових потоків та на мілководних банках.

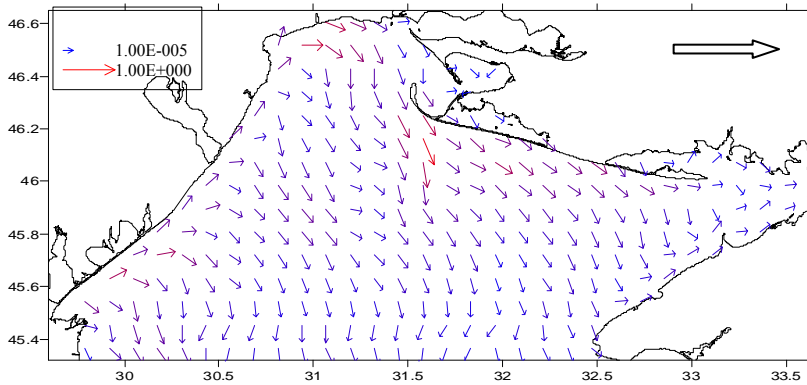
a)



б)



б)



г)

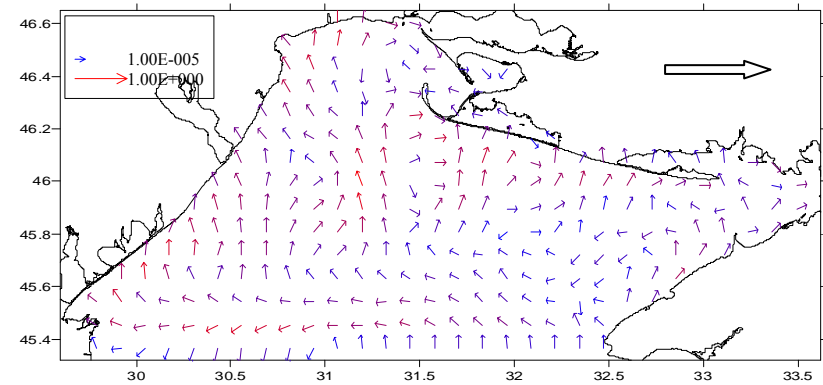


Рисунок 5 - Розраховані поля просторового розподілу підвищення вільної поверхні моря у м (а), середніх за глибиною течій у м/с (б), течій у м/с на поверхні (в) та у придонному шарі (г) восени при дії західного вітру 7,0 м/с.

## Список літератури

1. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model// Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci. – AGU, Washington D.C., edited by N. Heaps. – 1987. – V.5. – P.1-16.
2. *Oguz T., Malanotte-Rizzoli P.* Seasonal variability of wind and thermohaline-driven Circulation in the Black Sea: Modeling studies // J.Geophys. Res. – 1996, - 101. – P.16,551-16,569.
3. *Blumberg A.F. and Mellor G.L.* Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight // J. Geophys. Res. – 1983. – 88. – P.4579-4592.
4. *Oey L.Y., Mellor G.L., Hires R.I.* A three dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. I. Description of the model and model simulations // J.Phys. Oceanogr. – 1985. – 15. - P.1676-1692.
5. *Zavatarelli M., Mellor G.L.* The numerical study of the Mediterranean Sea circulation // J.Phys. Oceanogr. 1995. – V.25, №6. P.1384-1414.
6. *Ezer T., Mellor G.L.* Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model // J.Geophys. Res. – 1994. – 99. – P.14,159-14,171.
7. *Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем/ В. А. Иванов, Ю. С Тучковенко; НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Севастополь, 2006. с. 368.*
8. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР.* Проект "Моря СССР". С. П-б: Гидрометеоздат. – 1991. – Т. 4. Вып. 1. – 429 с.
9. *Толмазин Д.М., Шнайдман В.А., Ациховская Ж.М.* Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря. Киев, Наукова думка, 1969, 130 с.
10. *Оперативный анализ и обобщение материалов морских инженерно-геологических работ в нефтегазоперспективных районах Черного и Азовского морей.* Государственный комитет Украины по геологии и использованию недр «Одесморгеология». Отчет о работах по объекту 135. Книга 1. Тексты и текстовые приложения. Отв. исполнитель Мороз В.А. Одесса. 1993. 305 с.

### **Оценка изменчивости гидродинамических характеристик северо-западного шельфа Черного моря.**

**Коморин В. Н., Попов Ю. И., Украинский В. В.**

*Выполнена верификация гидродинамической модели POM (Princeton Ocean Model) в рамках оценки пространственной изменчивости гидродинамических характеристик северо-западного шельфа Черного моря на базе диагностических модельных расчетов по средне-многолетним термохалинным характеристикам по данным УкрНЦЭМ, полученным в период 1990-2005 гг.*

**Ключевые слова:** гидродинамические характеристики, северо-западный шельф Черного моря, диагностические модельные расчеты

### **Hydrodynamical characteristics variability estimation of the northwest shelf of Black Sea/**

**Komorin V.M., Popov J.I., Ukrainsky V. V.**

*Verification of the Princeton Ocean Model in framework of the estimation of the spatial hydrodynamical characteristics variability in the northwest shelf of Black Sea have been carried out by the diagnostic modelling calculations with using thermohaline characteristics obtained by UkrSCES for 1990-2005.*

**Key words:** hydrodynamical characteristics, a northwest shelf of Black Sea, diagnostic modelling calculations