



ТЕРЛЕЦЬКА

Катерина Валеріївна —

доктор фізико-математичних наук, старший науковий співробітник Інституту проблем математичних машин і систем НАН України

МОДЕЛЮВАННЯ ГРАВІТАЦІЙНИХ ТЕЧІЙ В ОКЕАНАХ ТА ВНУТРІШНІХ ВОДОЙМАХ

За матеріалами наукового повідомлення
на засіданні Президії НАН України
11 вересня 2019 року

Розглянуто актуальні задачі, що виникають в океанографії і пов'язані зі стратифікованими течіями, такими як гравітаційні потоки на континентальному схилі біля Антарктичного півострова, де розташована українська антарктична станція «Академік Вернадський», генерацію та поширення внутрішніх хвиль у морях та океанах та їх вплив на перемішування в шельфових зонах.

Ключові слова: стратифіковані течії, внутрішні хвилі, обвалення внутрішніх хвиль на шельфі, гравітаційні потоки.

Океан — один з ключових елементів кліматичної системи. Розуміння динаміки та процесів перемішування водних мас в океані є надзвичайно важливим для моделювання кліматичної системи в цілому.

На рис. 1 наведено поле температури у вертикальному перетині в меридіональному напрямку вздовж Атлантичного океану. Середня температура океану $3,5^{\circ}\text{C}$. Проте температура океанських вод суттєво змінюється з глибиною — у поверхневому 200-метровому шарі температура значною мірою залежить від географічної широти і коливається від $2-3^{\circ}\text{C}$ в полярних зонах до 30°C у тропіках, на глибинах понад 1000 м температура водних мас більш однорідна і не перевищує 5°C . Разом зі змінами солоності води визначаються зміни густини по вертикалі, які є функцією від солоності і температури.

Одним із джерел вертикального перемішування між поверхневими та глибинними шарами океанських вод є внутрішні хвилі та гравітаційні термохалінні течії на схилах.

Внутрішні хвилі є невід'ємною частиною динаміки озер, морів, океанів унаслідок стійкої вертикальної стратифікації за температурою та/або солоністю. Прояви внутрішніх хвиль були відомі більш ніж дві тисячі років тому. Пліній Старший у

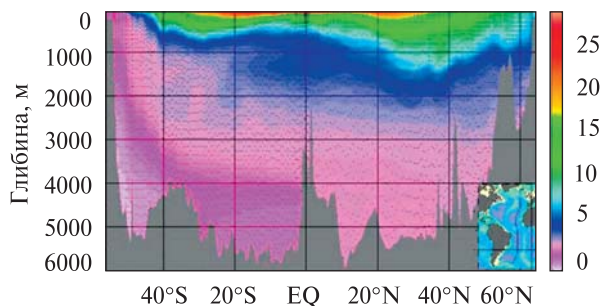


Рис. 1. Поле температури у вертикальному меридіональному перетині Атлантичного океану

«Природничій історії» описував дивне явище, яке назвали «мертва вода». Воно виявляється в раптовій зупинці корабля, наче чиясь рука захоплює його під водою і тримає на одному місці. «Мертва вода» виникає на межі поділу шарів води з різною густиною, якщо цей поділ розташований приблизно на глибині кіля судна. В цьому разі при русі судна з невеликою швидкістю утворюються не лише хвилі на поверхні, а й внутрішні хвилі.

Перше задокументоване спостереження лабораторного дослідження внутрішніх хвиль міститься в листі Бенджаміна Франкліна від 1 грудня 1762 р., у якому він описував хвилювання рідини в олійній склянці на межі олії та води [1]. Перше наукове дослідження «мертвої води» було проведено під час полярної експедиції 1893–1896 рр. Фрітгоф Нансен описав картину збурень на поверхні води, коли його корабель «Фрам» потрапив у «мертву воду» в норвезьких фіордах та біля берегів Таймиру. При цьому швидкість судна різко зменшувалася з 6 до 1,5 вузлів, а член екіпажу «Фраму», океанолог Вагн Вальфрід Екман виконав цикл експериментальних досліджень внутрішніх хвиль, що забирають енергію руху судна.

Початок сучасних досліджень внутрішніх хвиль у прибережній зоні океанів припадає на середину 1950-х років. Це явище стало об'єктом пильної уваги дослідників одразу кількох розділів науки: дистанційного зондування, прикладної математики, теоретичної та експериментальної гідромеханіки, а в останні 20 років — і обчислювальної гідромеханіки. Акту-

альність вивчення таких хвиль зумовлена тим, що вони впливають на поширення акустичних сигналів [2], рух підводних апаратів, розмив шельфу під нафтовими і газовими платформами в прибережних зонах [3].

Оцінки, які було зроблено на основі чисельного моделювання в Південнокитайському морі [4], показали, що навантаження від внутрішніх хвиль, які діють на підводні частини платформи, перевищують навантаження від вітрових хвиль. Дія внутрішніх хвиль приводить до транспорту донних намулів і розмиву дна. У деяких місцях на шельфі ерозія, зумовлена дією внутрішніх хвиль, є причиною формування підводних геологічних структур [5]. У шельфових зонах вплив внутрішніх хвиль підсилюється порівняно з відкритим морем. Запліск внутрішніх хвиль у зону відсутності термокліну, їх руйнування у шельфових зонах приводять до інтенсивного перемішування та формування шару води, насиченого поживними речовинами. Оскільки первинна продукція фітопланктону є початковою ланкою продукції всієї біомаси в океані, локальні процеси посилення нелінійності внутрішніх хвиль і їх руйнування при виході термокліну на мілководдя мають значний вплив на продуктивність шельфової зони моря.

Внутрішні хвилі впливають також на процеси вертикального перемішування в океані [6], які пов'язані зі змінами клімату. Для того, щоб явно описати процеси дисипації внутрішніх хвиль у рамках чисельних моделей гідродинаміки, необхідно, щоб роздільна здатність розрахункової сітки була не менш ніж 1 м по вертикалі та в межах 1–10 км по горизонталі. Така висока роздільна здатність зумовлює надзвичайну громіздкість обчислень для глобальних кліматичних моделей навіть за сучасного рівня обчислювальних потужностей. Тому перемішування, яке спричиняється внутрішніми хвилями, має бути параметризовано.

Континентальний шельф є зоною постійної присутності нелінійних внутрішніх хвиль. Він являє собою мілку область підводної окраїни з невеликим нахилом, яка розташована між берегом моря або океану і так званою бровкою —

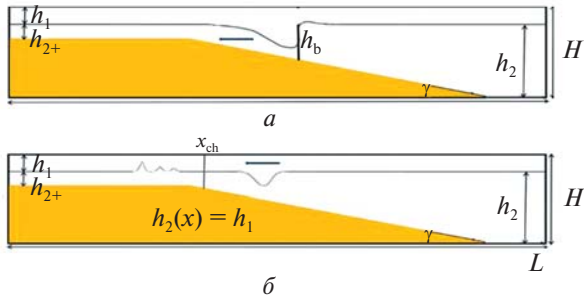
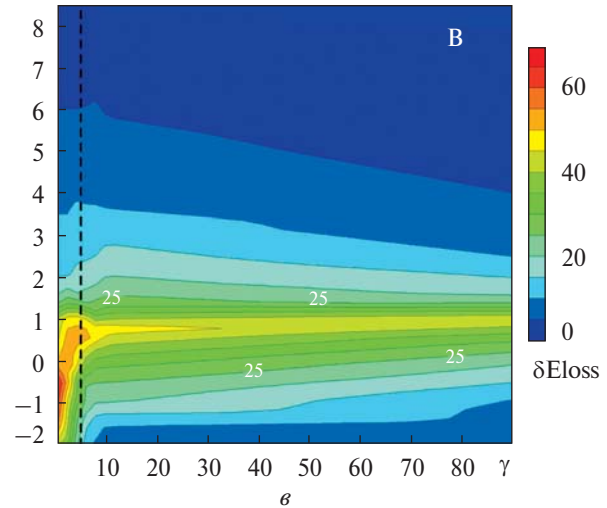


Рис. 2. Схема нахату внутрішньої хвилі на ідеалізований шельф: *a* – процес обвалення хвилі, *б* – зміна полярності хвилі, *в* – дисипація енергії, що залежить від параметра блокування та кута нахилу континентального схилу

різким перегином поверхні морського дна (глибина бровки зазвичай становить 100–200 м). Специфічні особливості шельфу (мілка вода, близькість термокліну до поверхні моря або до дна, наявність досить сильних зсувних течій тощо) роблять цю область дуже цікавою для спостереження та дослідження різноманітних трансформацій нелінійних внутрішніх хвиль.

Для дослідження динаміки внутрішніх хвиль ми використовували як широко вживані у світі чисельні гідродинамічні моделі, наприклад MITgcm [7], так і моделі, розроблені в Інституті проблем математичних машин і систем НАН України, зокрема NH-ROM [8]. Результати розрахунків за допомогою моделей MITgcm та NH-ROM порівнювали між собою та з аналітичними розв'язками і результатами лабораторних експериментів. У роботах [9–11] розглянуто динаміку внутрішніх хвиль великих амплітуд, а саме: їх взаємодію, трансформацію над неоднорідностями дна, дисипацію при поширенні та руйнування на шельфі.

Розглянемо трансформацію усамітненої внутрішньої хвилі з амплітудою a у двошаровій стратифікації з глибинами шарів h_1 (верхній) та h_2 (нижній) і відповідними густинами ρ_1 та ρ_2 над ідеалізованим континентальним шельфом (рис. 2*a*, *б*), який представлений горизонтальною ділянкою. Основними характеристиками, що впливають на взаємодію



внутрішніх хвиль з континентальним схилом та підводними перешкодами в разі спрощеної двошарової стратифікації, ϵ : нормована на глибину верхнього шару амплітуда внутрішньої хвилі $\alpha = a/h_1$, параметр блокування B , який дорівнює відношенню глибини нижнього шару над шельфом до амплітуди хвилі, та кут нахилу континентального схилу γ . За допомогою чисельного моделювання було побудовано залежності дисипації енергії від параметрів γ та B (рис. 2*в*).

Запропоновано нову класифікацію режимів взаємодії внутрішніх відокремлених хвиль з трапецеїдальною топографією у двошаровій стратифікованій рідині. Ідея, покладена в основу класифікації, полягає в тому, що при нахаті хвиль на континентальний схил і шельф хвилі або обвалюються, або змінюють полярність з хвилі-пониження на хвилю-підвищення на схилі. Глибина, на якій внутрішня хвиля обвалюється h_b (рис. 2*a*), визначається на основі критерію, отриманого експериментальним шляхом з [12]. У двошаровій стратифікації внутрішні хвилі-пониження можуть трансформуватися у хвилі-підвищення при проходженні точки «перевороту», для якої $h_1 = h_2(x)$. Тому при трансформації хвиль можуть реалізовуватися такі сценарії: I – хвилі обвалюються на схилі, якщо $h_b > h_{2+}$; II – хвилі не обвалюватимуться на схилі, якщо $h_b < h_{2+}$; III – хвиля

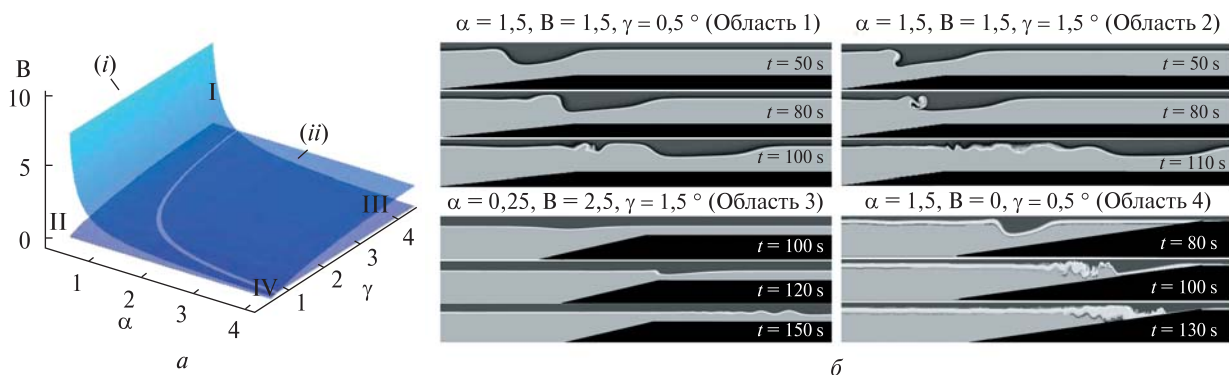


Рис. 3. Области, які відповідають різним типам взаємодії з похилим дном (а), та еволюція поля густини для чотирьох типів взаємодії (б)

змінює полярність при трансформації на схилі, якщо $h_1 > h_{2+}$; IV — хвиля не змінюватиме полярність при трансформації на схилі, якщо $h_1 < h_{2+}$. Побудуємо у тривимірному просторі α, B, γ поверхні, що відповідають умовам зміни полярності $h_1 = h_{2+}$ та обвалення $h_b = h_{2+}$ (рис. 2а, б).

Ці поверхні зображено на рис. 3: $h_b = h_{2+}$ (i) та $h_1 = h_{2+}$ (ii) у змінних α, B, γ . Вони розділяють простір α, B, γ (рис. 3а) на чотири зони. *Область 1* розташована вище двох поверхонь і відповідає режиму, коли хвилі не обвалюються і не змінюють полярність на шельфі. *Область 2* лежить вище поверхні обвалення $h_b = h_{2+}$ (i), але нижче поверхні зміни полярності $h_1 = h_{2+}$ (ii). У цьому випадку відбувається обвалення, але без зміни полярності хвилі. *Область 3* розташовується вище поверхні зміни полярності $h_b = h_{2+}$ (i), але нижче поверхні обвалення $h_1 = h_{2+}$ (ii). У цьому випадку відбувається зміна полярності хвилі і внутрішня хвиля-пониження трансформується у хвилю-підвищення на шельфі та не руйнується. *Область 4* лежить нижче обох поверхонь і відповідає режиму руйнування зі зміною полярності. Еволюцію поля густини для цих чотирьох типів взаємодії наведено на рис. 3б. Встановлено відповідність цієї класифікації результатам лабораторних і натурних експериментів.

На основі класифікації режимів взаємодії внутрішніх відокремлених хвиль із трапецеї-

дальною топографією було розроблено методику визначення різних режимів на шельфі світового океану. Як приклад, побудовано карти, на яких визначено зони режимів трансформації внутрішніх усамітнених хвиль на шельфі Південнокитайського моря (рис. 4).

Важливу роль у функціонуванні кліматичної системи Землі відіграє термохалінна океанічна циркуляція, яка відповідає за глобальний тепломасообмін. Особливістю термохалінної циркуляції є те, що холодні глибинні води, які заповнюють більшу частину об'єму Світового океану, формуються у відносно невеликих областях Північної Атлантики та біля Антарктичного континенту внаслідок глибокої конвекції та шельфової конвекції. Одним з таких місць є море Ведделла, що омиває Антарктичний півострів, де розташована українська антарктична станція «Академік Вернадський».

Глибинні води моря Ведделла формуються в результаті кількох взаємодіючих механізмів конвекції: 1) шельфова конвекція над відносно мілководним (до 500 м) шельфом у південно-західній частині моря; 2) глибоководна конвекція в ополонках; 3) трансформація шельфових вод під шельфовим льодовиком Ронне-Фільхнера на півдні моря.

Придонна течія в низині Фільхнера формується в результаті складного гідротермодинамічного процесу. Води з більшою густиною, зумовленою низькою температурою та соло-

ністю, мають температуру замерзання океанічної води і занурюються у западину під льодовиком. Потім течія повертається через протоку між островом Беркнера, піднімаючись вздовж нижньої поверхні льодовика, де температура води стає нижчою за локальну температуру замерзання морської води. Лід наростає, виділяється розсіл і формується придонна більш холодна водна маса. Сила Коріоліса відхиляє цю гравітаційну придонну течію на захід. Наявність підводних хребтів на материковому схилі може спрямовувати потік у глибинну частину моря Ведделла.

Механізм впливу неоднорідностей дна (каньйонів і хребтів) на гравітаційні потоки на материковому схилі Антарктиди все ще недостатньо вивчений, незважаючи на ряд натурних [13], лабораторних [14] та чисельних [15, 16, 18] досліджень останніх років. Лабораторні експерименти і спостереження в океані показали можливість існування кількох режимів гравітаційних течій: 1) ламінарний, спостережуваний у лабораторії, для якого характерний баланс між силою плавучості, силами тертя і Коріоліса; 2) вихровий, у якому вихори з вертикальною віссю розвиваються внаслідок нестійкості; 3) хвильовий, коли в шарі поділу між гравітаційним потоком і навколишнім середовищем через зсувну нестійкість виникають хвилеподібні збурення [14].

На рис. 5 наведено результати чисельного моделювання з використанням моделі SCHISM [17] впливу підводних хребтів на гравітаційні течії на схилі лабораторного масштабу і на рух вод з низини Фільхнера через материковий схил. Показано розраховану придонну потенційну температуру та солоність через 100, 400 та 1000 діб після початку витікання придонної води з-під льодовика Фільхнера [19]. Потік трансформованої більш холодної води під льодовиком Фільхнера–Ронне поширюється під дією сил плавучості, досягаючи материкового схилу, на якому він під впливом сили Коріоліса та донного тертя розділяється на три частини. Один потік прямує в глибину частину моря Ведделла внаслідок сил плавучості під впливом підводних хребтів та каньйонів,

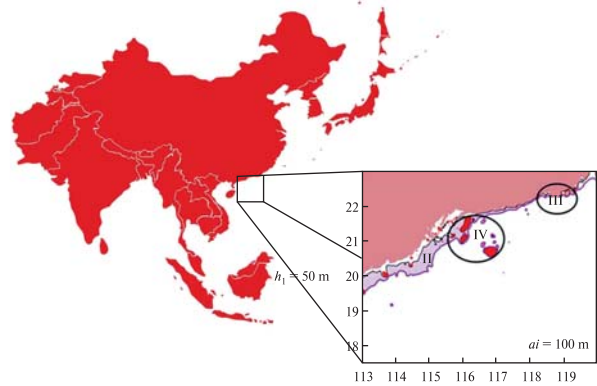


Рис. 4. Зональні карти режимів трансформації внутрішніх усамітнених хвиль на шельфі Південнокитайського моря

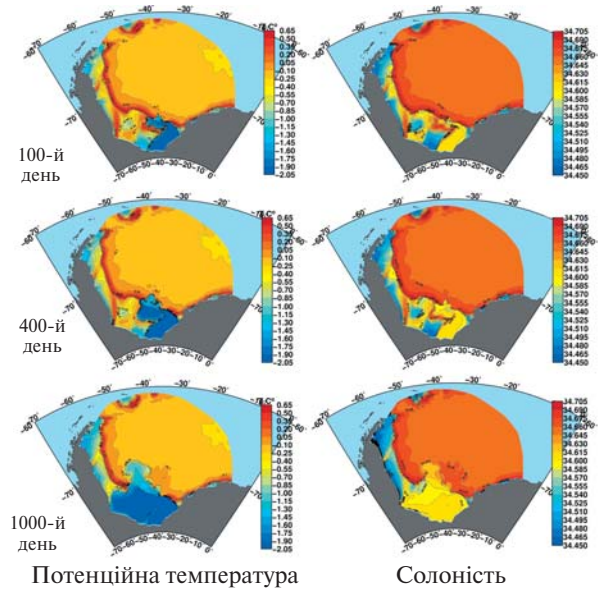


Рис. 5. Моделювання за допомогою моделі SCHISM [17] розподілу придонної потенційної температури, солоності в західній частині моря Ведделла через 100, 400, 1000 діб

другий потік тече вздовж краю шельфу так, що плавучість врівноважується силою Коріоліса, тертям та нахилом дна. Нарешті, третій потік повертає на шельф південно-західної частини моря Ведделла під дією сили Коріоліса і з часом заповнює шельф у південній частині моря. Слід зазначити, що в цьому разі стоку води під шельфовий льодовик Ронне, який ще під-

силить потік вод на шельф, немає і водночас трансформація вод за рахунок конвекції до уваги не береться.

Отже, розрахунки, наведені у доповіді, на відміну від інших робіт [15, 16] демонструють можливість затікання вод на шельф і подальшої рециркуляції вод, що може істотно вплинути на змінення оцінки ефективності термо-

динамічного механізму формування придонних вод моря Ведделла.

Автор висловлює щирю подяку науковому консультанту, завідувачу відділу Інституту проблем математичних машин і систем НАН України, доктору фізико-математичних наук, професору Володимиру Станіславовичу Мадеричу.

REFERENCES

[СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ]

- Gill A.E. *Atmosphere – Ocean Dynamics*. Academic Press, 1982. [Гилл А. *Динамика атмосфери и океана*. М: Мир, 1986.]
- Parnum I., MacLeod R., Alec D., Gavrilov A. The effect of internal waves on underwater sound propagation. *Acoustics*. 2017. **24**: 1. https://www.acoustics.asn.au/conference_proceedings/AAS2017/papers/p76.pdf
- Duda T.F., Preisig J.C. A Modeling Study of Acoustic Propagation Through Moving Shallow-Water Solitary Wave Packets. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. 1999. **24**(1): 16. DOI: <https://doi.org/10.1109/48.740153>
- Song Z.J., Teng B., Gou Y. et al. Comparisons of internal solitary wave and surface wave actions on marine structures and their responses. *Applied Ocean Res.* 2011. **33**: 120. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.apor.2011.01.003>
- Quaresma L., Vitorino A., Oliveira A., da Silva J.C.B. Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf. *Marine Geology*. 2007. **246**(2-4): 3550. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.019>
- Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2004. **36**: 281. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
- Marshall J., Hill C., Perelman L., Adcroft A. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modelling. *J. Geophys. Res.* 1997. **102**(C3): 5733. DOI: <https://doi.org/10.1029/96JC02776>
- Maderich V., Brovchenko I., Terletska K., Hutter K. Numerical simulations of the nonhydrostatic transformation of basin-scale internal gravity waves and wave-enhanced meromixis in lakes. In: Hutter K. (ed.) *Nonlinear internal waves in lakes*. Series: Advances in Geophysical and Environmental Mechanics. Springer, 2012. P. 193–276. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-642-23438-5>
- Maderich V., Jung K.T., Terletska K., Brovchenko I., Talipova T. Incomplete similarity of internal solitary waves with trapped core. *Fluid Dyn. Res.* 2015. **47**(3): 035511. DOI: <https://doi.org/10.1088/0169-5983/47/3/035511>
- Talipova T., Terletska K., Maderich V., Brovchenko I., Jung K.T., Pelinovsky E., Grimshaw R. Internal solitary wave transformation over a bottom step: loss of energy. *Phys. Fluids*. 2013. **25**(3): 032110. DOI: <https://doi.org/10.1063/1.4797455>
- Terletska K., Jung K.T., Maderich V., Kim K.O. Frontal collision of internal solitary waves of first mode. *Wave Motion*. 2018. **77**: 229. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2017.12.006>
- Wessels F., Hutter, K. Interaction of internal waves with a topographic sill in a two-layered fluid. *Journal of Physical Oceanography*. 1996. **26**(2): 5. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0005:IOIWWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0005:IOIWWA>2.0.CO;2)
- Foldvik A., Gammelsrod T., Osterhus S. et al. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *J. Mar. Res.* 1995. **53**(4): 515. DOI: <https://doi.org/10.11357/0022240953213089>
- Darelius E., Wahlin A.K. Downward flow of dense water leaning on a submarine ridge. *Deep Sea Res. Part I*. 2007. **54**(7): 1173. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.04.007>
- Wang Q., Danilov S., Schroeter J. Bottom water formation in the southern Weddell Sea and the influence of submarine ridges: Idealized numerical simulations. *Ocean Modelling*. 2008. **28**(1-3): 50. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.003>
- Wilchinsky A.V., Feltham D.L. Numerical simulation of the Filchner overflow. *J. Geophys. Res.* 2009. **114**(C12): 12012. DOI: <https://doi.org/10.1029/2008JC005013>
- Zhang Y.J., Baptista A.M. SELFE: A semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*. 2008. **21** (3-4): 71. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.11.005>

18. Maderich V., Terletska K., Brovchenko I. Structure and dynamics of gravity currents on a slope: a flow of transformed under the Ronne-Filchner ice water in the Weddell Sea. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2010. (9): 263. <http://dspace.nbuv.gov.ua/bitstream/handle/123456789/128422/25-Maderich.pdf?sequence=1>
[Мадерич В., Терлецкая Е., Бровченко И. Структура и динамика гравитационных течений на склоне: поток трансформированных под ледником Ронне-Фильхнера вод в море Уэдделла. *Український антарктичний журнал*. 2010. № 9. С. 263–270.]
19. Maderich V., Terletska K., Brovchenko I. Modelling of multi-scale processes of formation of bottom and shelf waters in the southern part of the Weddell Sea. *Ukrainian Antarctic Journal*. 2017. **16**: 45. DOI: <https://doi.org/10.33275/1727-7485.16.2017.60>
[Мадерич В., Терлецка К., Бровченко І. Моделювання різномасштабних процесів формування придонних і шельфових вод у південній частині моря Ведделла. *Український антарктичний журнал*. 2017. Т. 16. С. 45–51.]

K.V. Terletska

Institute of Mathematical Machines and Systems Problems
of the National Academy of Sciences of Ukraine (Kyiv)

MODELING OF GRAVITY CURRENTS IN OCEANS AND INLAND RESERVOIRS

According to the materials of scientific report at the meeting of the Presidium of NAS of Ukraine,
September 11, 2019

State-of-the-art oceanographic issues related to stratified flows, such as gravity currents on the continental slope near the Antarctic Peninsula, where the Ukrainian Antarctic Station Vernadsky Research Base is located, generation and propagation of internal waves in the seas and oceans and their role in the mixing in the coastal zones are considered.

Keywords: stratified flows, internal waves, internal waves breaking over the shelf, gravity currents.