

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

ВОДНІ РЕСУРСИ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Монографія

за редакцією д-ра геогр.н., проф. Тучковенка Ю.С.
д-ра геогр.н., проф. Лободи Н.С.



Одеса
ТЕС
2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ВОДНІ РЕСУРСИ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ТИЛГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Монографія

за редакцією д-ра геогр.н., проф. Тучковенка Ю.С.
д-ра геогр.н., проф. Лободи Н.С.

ОДЕСА

ТЕС

2014

ББК 26.221

В-62

УДК 556.5:551.468.4

Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Монографія / за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. Одеський державний екологічний університет, – Одеса: ТЕС, 2014. – 278 с., іл. 139, табл. 62, бібл. 240.

Надані фізико-географічна, соціально-економічна і гідрографічна характеристики Тилігульського лиману та його водозбірного басейну, опис природних ресурсів лиману і проблем їх збереження, аналіз гідрологічного і гідроекологічного режимів лиману в сучасних умовах. Особлива увага приділяється оцінці змін водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману та інших складових його водно-солевого балансу під впливом водогосподарської діяльності і глобального потепління (за кліматичними сценаріями).

Для фахівців в області гідроекології, океанології і морського природокористування, гідрології суші, екології та охорони морського середовища, студентів гідрометеорологічних і екологічних спеціальностей.

Water resources and hydroecological conditions in Tyligulskyi Liman: Monograph / Y.S. Tuchovenko, N.S. Loboda, Eds. Odessa State Environmental University. – Odessa, TEC, 2014. – 278 pp.

The monograph describes the physiographic, socioeconomic and hydrographic conditions in the Tyligulskyi Liman Lagoon and in its drainage basin, the natural resources of the lagoon and problems of their conservation, the hydrological and hydroecological regime in the lagoon in current conditions. The special attention is given to the assessments of changes in the water resources of rivers in Tyligulskyi Liman drainage basin and to other components of its water-salt balance under the impact of water management and global warming (using climatic scenarios).

The monograph is recommended for the experts in the hydroecology, oceanology, marine nature management, land hydrology, ecology and protection of the marine environment, as well as for the students in hydrometeorological and environmental fields.

Відповідальні редактори:

д-р геогр.н., проф. Ю.С. ТУЧКОВЕНКО; д-р геогр.н., проф. Н.С. ЛОБОДА

Рецензенти: д-р геогр.н. М.А. Берлинський, д-р геогр.н., проф. П.Д. Ломакин

*Рекомендовано до друку вченою радою Одеського державного екологічного університету
Міністерства освіти і науки України (протокол № 9 від 31.10.2013 р.)*

ISBN 978-617-7054-64-0

Список авторів:

© Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лобода, О.М. Гриб, О.Р. Губанова, В.М. Хохлов, Є.Д. Гопченко, Г.Г. Мінічева, О.А. Тучковенко, Ю.В. Божок, Ю.І. Богатова, Д.В. Кушнір, В.В. Адобовський, А.Б. Зотов, 2014

*працівники Одеського філіалу Інституту біології південних морів (з 2014 р. – Інституту морської біології) НАН України

© Одеський державний екологічний університет, 2014
Наукове видання

«клімат-стік».....	77
6.5 Оцінка характеристик мінімального стоку за моделлю «клімат-стік».....	79
6.6 Оцінка характеристик максимального стоку за моделлю Є.Д. Гопченка.....	81
Розділ 7. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах водогосподарської діяльності (Лобода Н.С.)	88
7.1 Стохастична модель побутового річного стоку.....	88
7.2 Штучні водойми як основний чинник антропогенного впливу на водозборі Тилігульського лиману.....	92
7.3 Оцінка впливу штучних водойм на річний стік річок водозбору Тилігульського лиману з використанням моделі «клімат-стік».....	94
Розділ 8. Обґрунтування вибору регіональної кліматичної моделі для аналізу сучасного стану та прогнозу кліматичних змін в межах водозбору Тилігульського лиману (Хохлов В.М.).....	99
8.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі.....	99
8.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень.....	102
8.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій М10).....	108
Розділ 9. Оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату за сценарієм М10 (Лобода Н.С., Божок Ю.В.).....	112
9.1 Застосування моделі «клімат-стік» до визначення водних ресурсів за даними сценаріїв змін клімату.....	112
9.2 Зміни кліматичних чинників формування стоку за сценарієм М10.....	117
9.3 Оцінка водних ресурсів за даними сценарію М10 на основі моделі «клімат –стік».....	121
Розділ 10. Гідрографія та морфометрія Тилігульського лиману (Гриб О.М.).....	129
10.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна.....	129
10.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море».....	142
Розділ 11. Гідрологічний режим Тилігульського лиману (Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А., Кушнір Д.В., Адобовський В.В.)..	148
11.1 Мінливість рівня води.....	148
11.2 Мінливість термогалінних умов.....	151
11.3 Циркуляція вод.....	158
Розділ 12. Водно-сольовий баланс Тилігульського лиману (Гриб О.М., Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С.)	173
12.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману...	174
12.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів.....	181

РОЗДІЛ 11 ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

11.1 Мінливість рівня води

Водний режим Тилігульського лиману визначається об'ємами припливу вод з його водозбірною басейну, співвідношенням кількості атмосферних опадів, які випадають на водне дзеркало лиману, і об'ємами випаровування з нього, наявністю водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал.

Сумарний річний об'єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман в сучасний період оцінюється в 24 млн.м³ (21,2 млн.м³ – стік р.Тилігул, близько 4,0 млн. м³ – інші водотоки). При загальній площі водного дзеркала лиману 128,85 км², випаровування з його водної поверхні становить 722 мм/рік (при солоності води рівній 20 ‰) або 93 млн.м³. Прибуткова складова, зумовлена атмосферними опадами, дорівнює 58 млн.м³. Таким чином, навіть у середній за водністю рік формується значний дефіцит водного балансу (близько 11 млн.м³), що за відсутності водообміну з морем через штучний канал спричиняє зменшення рівня води в лимані. У роки з малою кількістю атмосферних опадів та інтенсивним випаровуванням дефіцит водного балансу значно зростає.

На рис. 11.1 представлені коливання середньомісячних значень рівня води в Тилігульському лимані за період стаціонарних спостережень, які проводилися в його південній частині (сmt.Коблево) з 1936 по 1987 рр. Видно, що до будівництва каналу рівень води в лимані в окремі роки знижувався до позначки мінус 1,3-1,9 мБС. Середня відмітка рівня Чорного моря в порту Одеса в цей період дорівнювала мінус 0,21 мБС. Після з'єднання лиману з морем рівень води в лимані не опускався нижче мінус 1,2 мБС. Значно підвищився середній багаторічний рівень. Внаслідок впливу сезонної мінливості рівня моря (зумовленої коливаннями стоку р.Дніпро) змінився характер мінливості середньомісячних значень рівня води в лимані в травні-серпні (рис. 11.2). Проте розмах сезонних коливань рівня води змінився несуттєво – з 0,32 м в період 1936-1958 рр. до 0,35 м в 1960-1987 рр .

Мінливість відміток рівня води в лимані в сучасний період, відновлена за даними епізодичних спостережень, показана на рис. 11.3-11.4. Найбільш високі рівні відзначалися навесні 2003 року, коли в результаті інтенсивного весняного водопілля в лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком. Рівень води в лимані на кілька десятків сантиметрів перевищив рівень моря і в березні-квітні спостерігався інтенсивний вихід води з лиману в море через з'єднувальний канал.

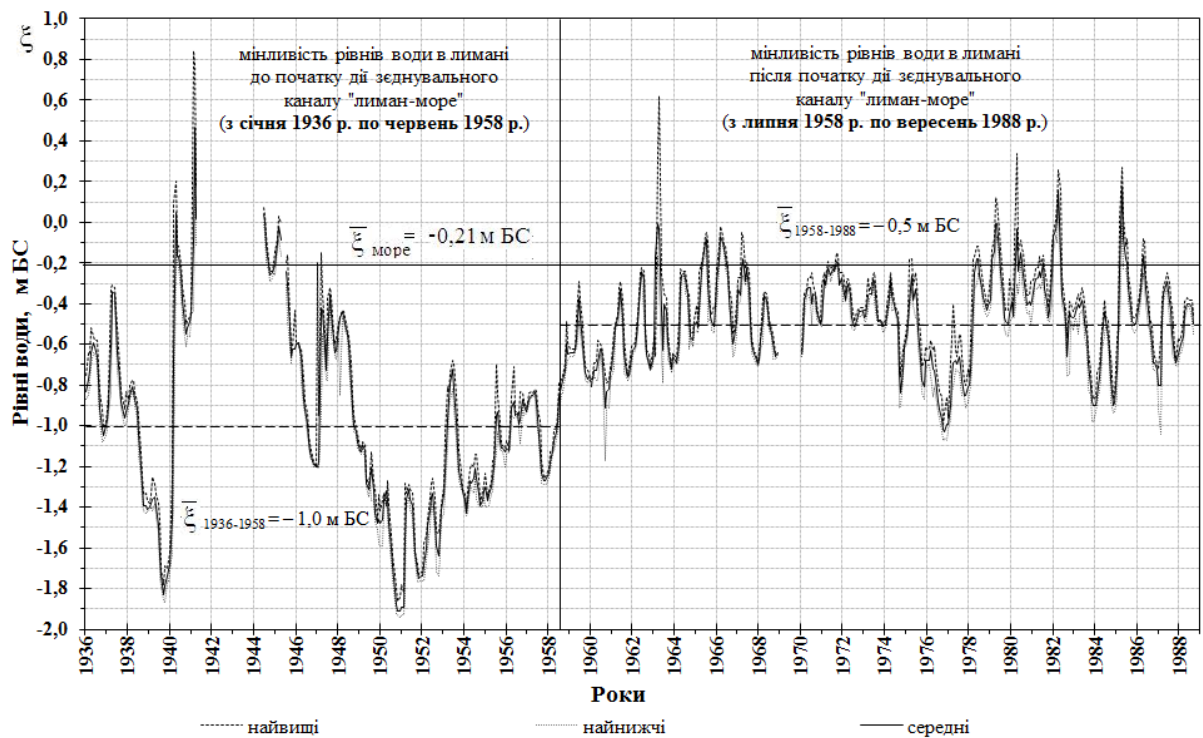
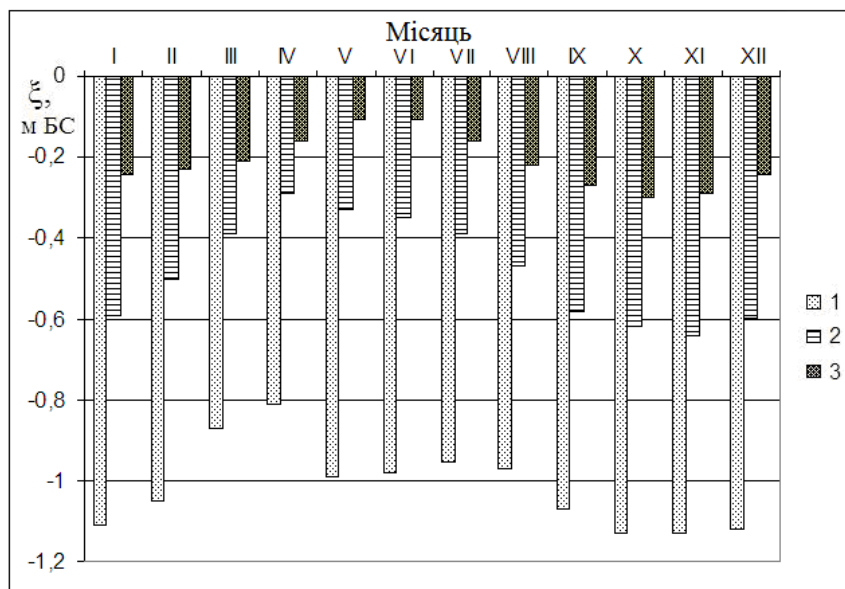


Рис. 11.1. Мінливість середньомісячних значень рівня води (мБС) в Тилігульському лимані за період 1936-1987 рр.



1 – лиман (1936-1959 рр.), 2 – лиман (1960-1987 рр.), 3 – море (1923-1985 рр.)

Рис. 11.2. Внутрішньорічна мінливість багаторічних середньомісячних відміток рівня води (мБС) в морі та Тилігульському лимані за період до (1936-1959 рр.) і після (1960-1987 рр.) введення в дію з'єднувального морського каналу

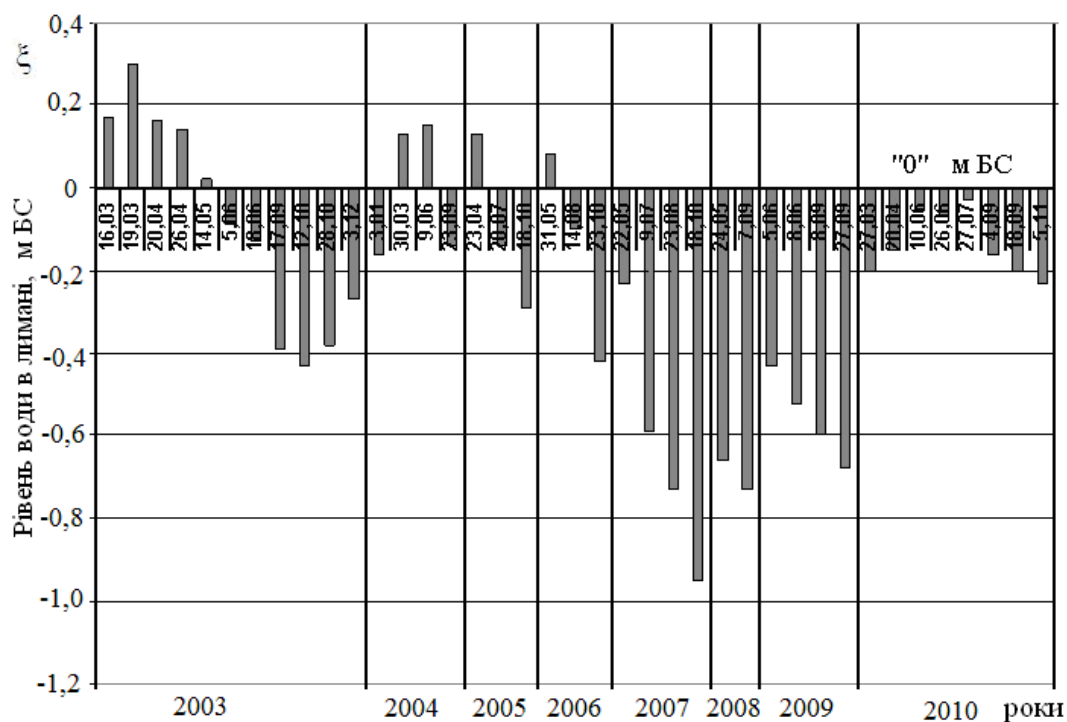


Рис. 11.3. Мінливість відміток рівня води в Тилігульському лимані (мБС) за даними епізодичних спостережень в 2003-2010 рр.

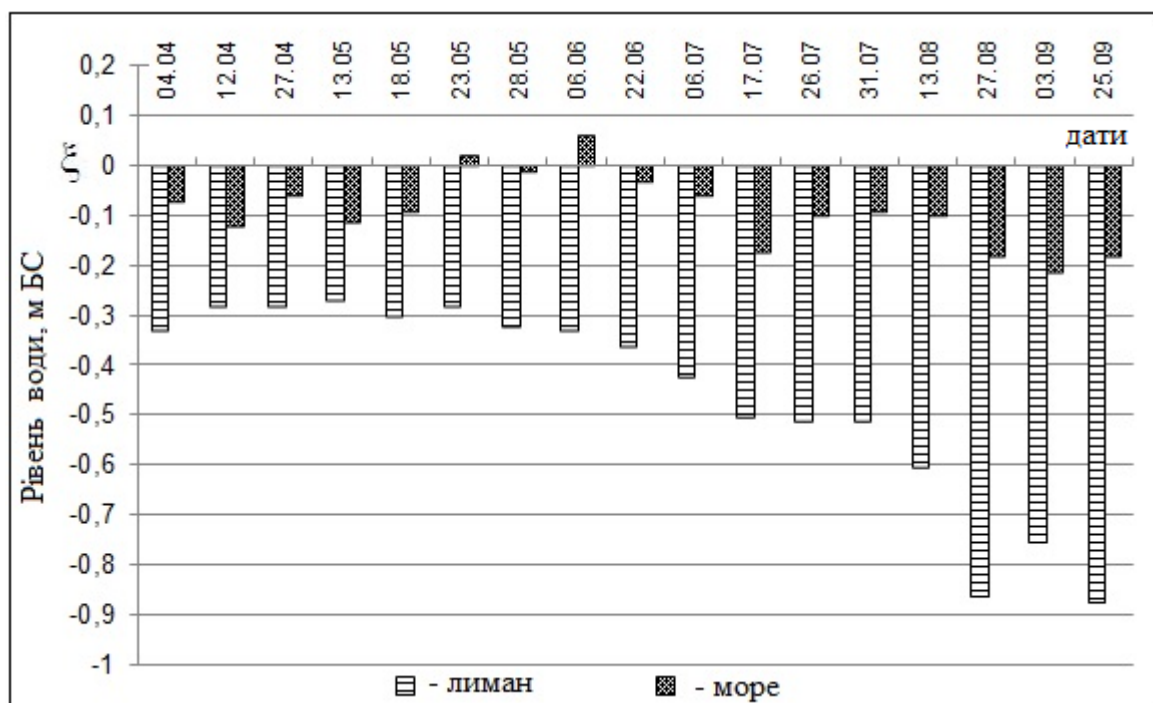


Рис. 11.4. Значення відміток рівня води (мБС) в Тилігульському лимані і морі у відповідні дати 2012 р.

В середині червня канал було закрито і розпочалося падіння рівня лиману внаслідок інтенсивного випаровування. До кінця 2003 р. рівень знизився до мінус 0,43 мБС.

До середини 2006 р. зберігалася певна стабільність рівневого режиму, діапазон коливань рівня води становив близько 0,40 м. У весняні місяці рівень лиману дещо підвищувався за рахунок надходження поверхневого стоку з водозбірного басейну лиману і припливу морської води через з'єднувальний канал, а в другій половині року відбувалося його зниження в результаті інтенсивного випаровування.

У 2007 р. почався період значного зниження рівня лиману (до мінус 0,95 мБС), який тривав до кінця 2009 р. Відмітки рівня води в лимані не перевищували мінус 0,40 мБС. У цей період кількість атмосферних опадів була нижчою за річну норму (450 мм) на 35-100 мм, а час функціонування з'єднувального каналу дуже нетривалим.

Взимку 2009-2010 рр. випало 213 мм опадів при кліматичній нормі 110 мм. В лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком з його водозбірного басейну. В кінці березня 2010 р. був відкритий з'єднувальний канал, який функціонував до початку вересня. Крім того, інтенсивні атмосферні опади і стік р.Тилігул мали місце в липні. В результаті, рівень води в лимані в середині літа піднявся до мінус 0,05 мБС.

Якщо у червні-вересні 2010 р. на поверхню лиману випало 257 мм атмосферних опадів, то за той же період 2012 р. – лише 73 мм. Стік р.Тилігул в літні місяці був відсутній. З'єднувальний канал функціонував з середини травня до кінця липня. Тому до кінця серпня рівень води в лимані знизився до відмітки мінус 0,86 мБС (рис. 11.4).

11.2 Мінливість термогалинних умов

Протягом року температура води в лимані може змінюватися в широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-33 °С на мілководді влітку. Найбільш прогрітими води Тилігульського лиману бувають у липні-серпні. В цей період добовий розмах змін температури води на мілководді може досягати 6 °С (рис. 11.5). В денний час температура води у відкритій частині акваторії на 1,5 - 2,0 °С нижча, ніж біля берега.

У минулому сторіччі середня тривалість періоду з льодовими явищами становила 69 діб, а в деякі зими (1945-1946 рр.) льодяний покрив міг спостерігатися до 4 місяців. В теперішній час, в холодні зими лиман покривається льодом на період 1-2 місяці, а в теплі зими тривалість льодового періоду може складати всього один тиждень або лиман може не замерзати взагалі. Найбільша товщина льоду – 20-30 см спостерігається

зазвичай на початку лютого, а в суворі зими досягає 0,5 м, як, наприклад, взимку 2002/2003 рр.

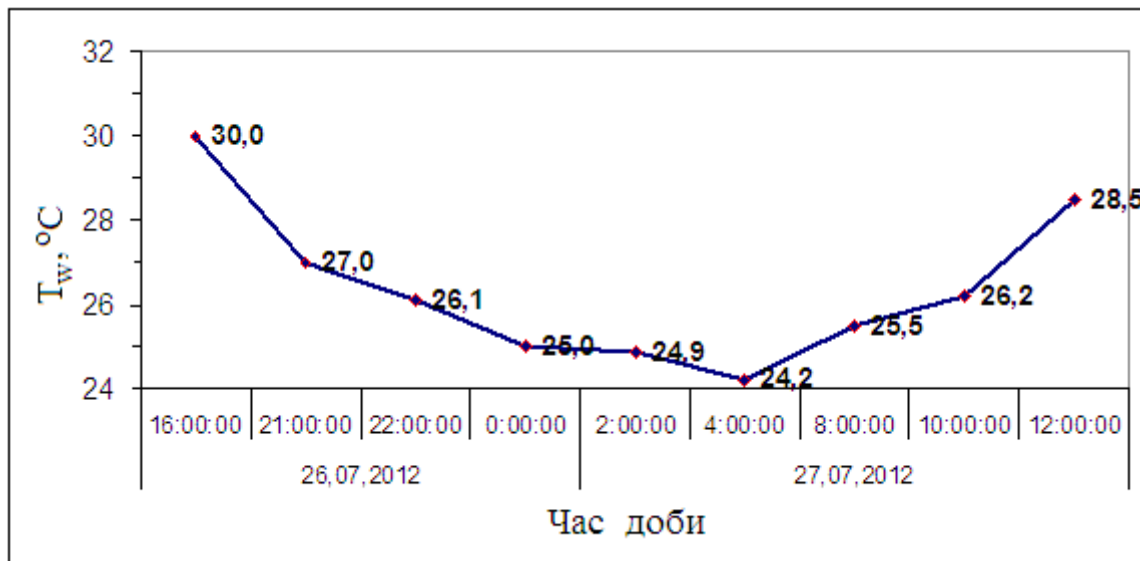


Рис. 11.5. Додова мінливість температури поверхневого шару води в прибережній зоні південної частини лиману (район с.Кошари)

Мінливість температури та солоності води в мілководній прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману в період 2007-2012 рр. показана на рис. 11.6. З нього видно, що до кінця червня – початку липня вода прогрівається до температур, що перевищують 25 °С. Максимальні значення температури води (30-33°C) відзначалися наприкінці липня – початку серпня 2010 р. Поступове вихолодження вод лиману починається з середини серпня.

Для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод (рис. 11.7), наявність якої пояснюється зменшенням припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцією солей, що надходять з морськими водами через з'єднувальний канал. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул складали значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в північній частині лиману становили 8,7 ‰, у центральній – 11,4 ‰, а в південній – 13-15 ‰ [1]. В сучасних умовах до кінця літа – початку осені солоність води як у південній, так і у центральній частинах лиману може зростати до 19-23 ‰, а в північній – до 27 ‰. Наприклад, у 2012 р. протягом усього періоду спостережень (травень - жовтень) солоність води в центральній частині лиману перевищувала 20 ‰, а в жовтні досягла своїх максимальних значень 23 ‰ (рис. 11.6б).

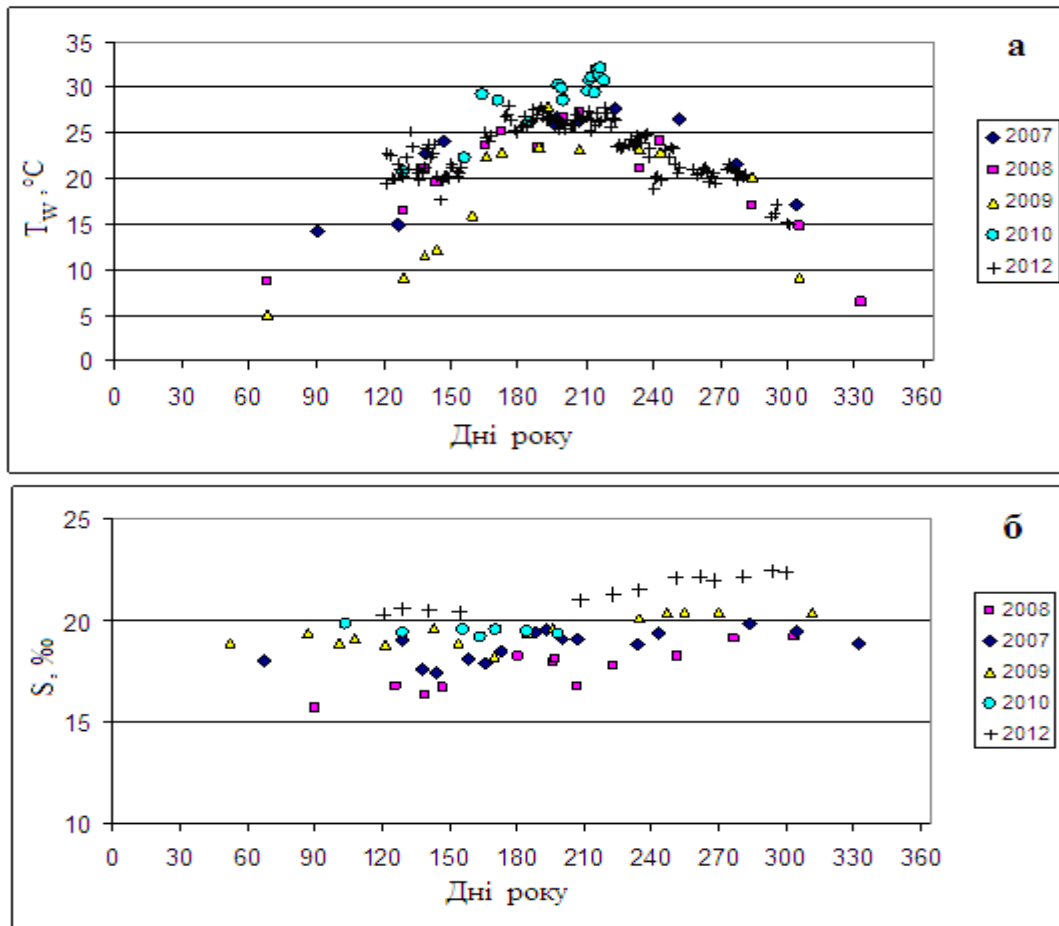


Рис. 11.6. Мінливість температури (а), $^\circ\text{C}$, і солоності (б), ‰ , води в прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману

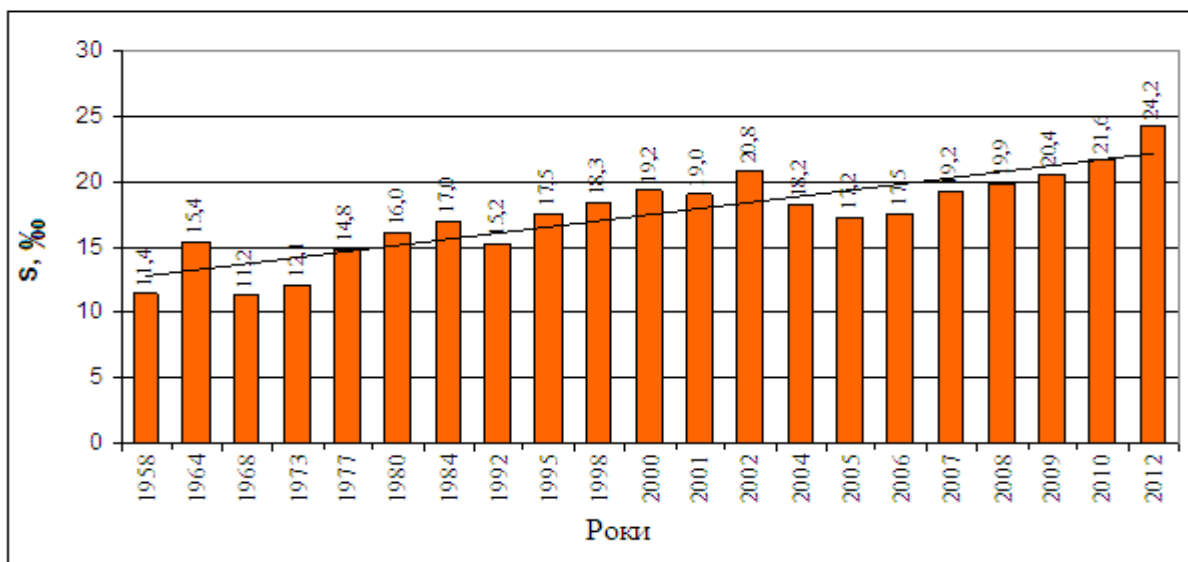


Рис. 11.7. Багаторічна мінливість максимальних значень солоності води, що спостерігалися в лимані, за даними літературних джерел та епізодичних спостережень у 2001-2012 рр.

Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повенями та паводками. Так, наприклад, у березні 2003 року, коли рівень води в лимані піднявся до 0,3 мБС, поверхневий шар навіть в південній частині лиману опріснівся до 6 ‰. Однак, через формування різкого сезонного пікноклину в результаті опріснення поверхневого шару та весняно-літнього прогрівання вод, значне зниження загальної солоності вод в лимані не відбулося. Як правило, при підвищенні рівня води в лимані перемичка в каналі проривається і опріснена вода поверхневого шару йде в море. Вже до кінця осені 2003 р. солоність вод поверхневого шару лиману досягла 17-19 ‰.

Уявлення про особливості просторової мінливості солоності води на акваторії лиману в літній період року дають дані малочисельних гідрологічних зйомок, наведені на рис. 11.8. Видно, що влітку 2002 р. в мілководній північній частині лиману значення солоності були меншими, ніж у центральній його частині. У локальній області, прилеглої до з'єднувального каналу, проявлявся вплив морських вод, що надходили до лиману, і солоність яких була нижча, ніж лиманних. У серпні 2012 р. солоність вод у північній частині лиману, навпаки, була максимальною, оскільки протягом всього літнього періоду стік р.Тилігул був відсутній.

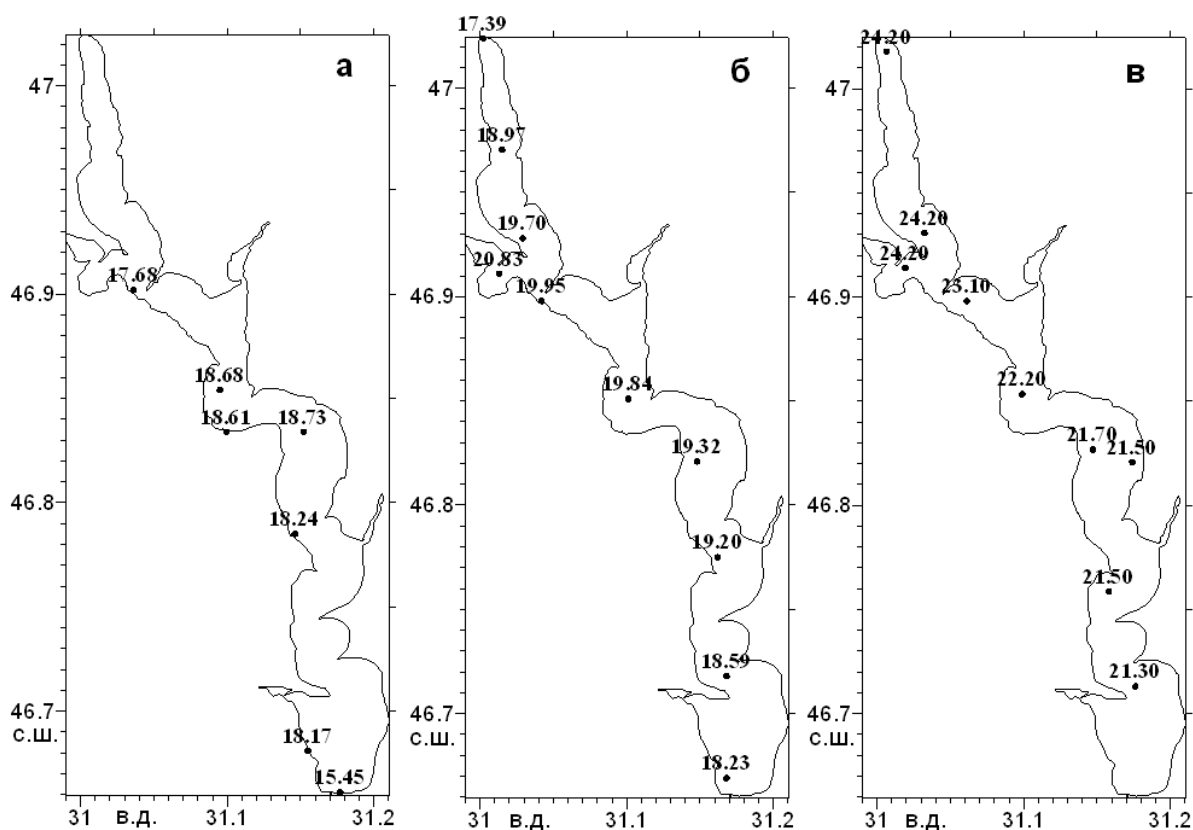


Рис. 11.8. Просторова мінливість солоності, ‰, вод поверхневого шару Тилігульського лиману в літній період: а) 04.06.2002 р.; б) 3.08.2002 р.; в) 23.08.2012 р.

Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термохалинної структури вод Тилігульського лиману полягає у формуванні в травні сезонного термокліну, який при певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня. Така ситуація спостерігалася влітку 2010 р., причому характеристики термокліну в південній і центральній частинах лиману суттєво розрізнялися (рис. 11.9 - 11.10).

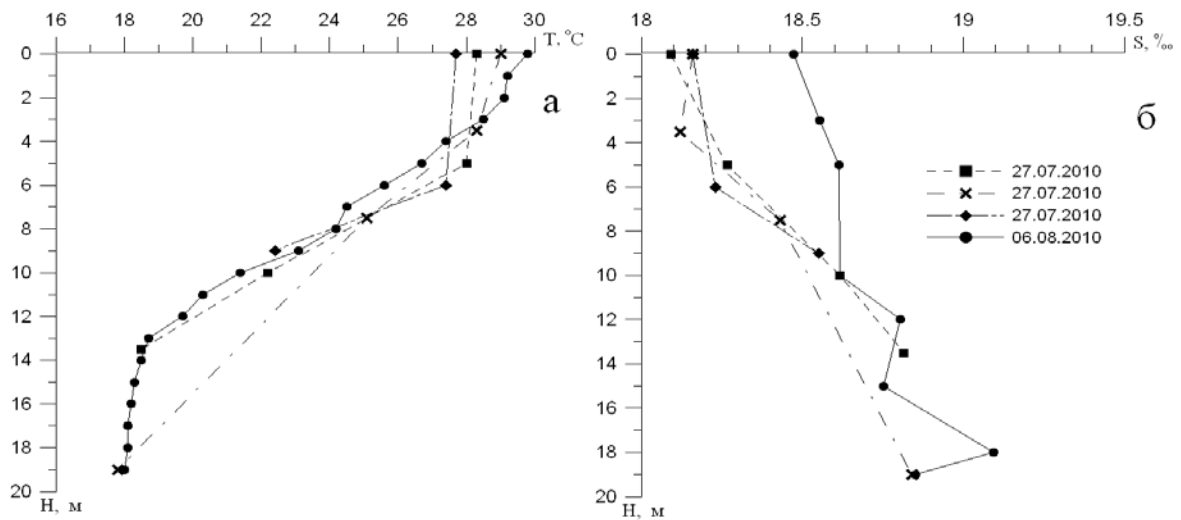


Рис. 11.9. Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в південній частині Тилігульського лиману в кінці липня - початку серпня 2010 р.

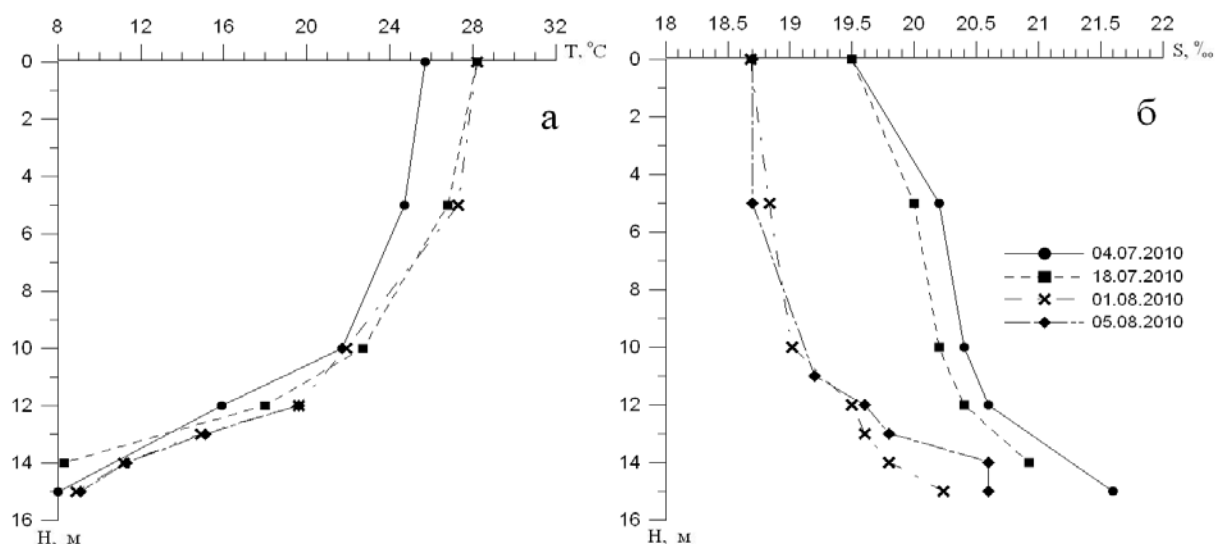


Рис. 11.10 Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2010 р.

У південній частині лиману термоклин з вертикальним градієнтом температури 1,2-1,4 °С/м розташовувався в діапазоні глибин 5-13 м. Температура вод поверхневого шару становила 28-30 °С, а придонного шару – 18 °С. В центральній частині лиману різкий сезонний термоклин, з вертикальним градієнтом 3 °С/м, розташовувався на глибинах від 10 м до дна. Від поверхні до глибини 10 м температура води плавно зменшувалася на 2-3 °С. Солоність води в обох частинах лиману збільшувалася з глибиною. У південній частині солоність придонних вод була вище поверхневих на 0,5-0,6 ‰, а в центральній – на 1-2 ‰.

На відміну від 2010 року, у 2012 р. наявність яскраво вираженого сезонного термоклинну спостерігалася тільки у травні (рис. 11.11). У червні температура води придонного шару підвищилася до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С, а вже з початку липня вертикальну термогалинну структуру вод лиману можна охарактеризувати як квазіоднорідну і нестійку. При цьому солоність вод придонного шару не була максимальною в стовпі води.

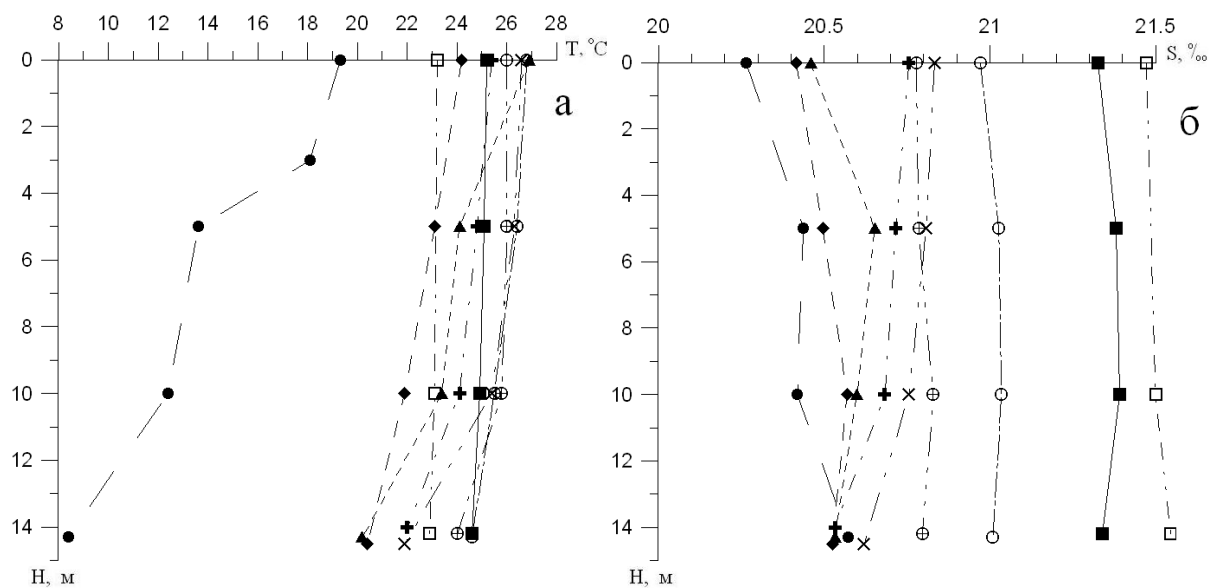


Рис. 11.11 Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

Відмітимо, що факт формування стійкого сезонного пікноклину в Тилігульському лимані у літній період 1963 р. вперше був описаний у роботі [1]. В кінці червня температура води рівномірно зменшувалася з 23-24 °С в поверхневому шарі до 7-15 °С в придонному шарі на глибинах більше 10 м. Солоність вод лиману змінювалася від 11 ‰ в поверхневому шарі до більш ніж 17 ‰ – в придонному. Влітку 1963, 1964 рр. умовна густина на нижній межі шару стрибка густини була в 1,5-2,5 рази більшою,

ніж на верхній межі. Автор пояснював це впливом надходження в лиман через канал морських вод з солоністю 14-16 ‰ і сильним весняним паводком 1963 р., вплив якого на вертикальну термохалинну структуру позначився не тільки в 1963 р., але і в 1964 р. Протягом наступних 1965-1968 рр., як випливає з [1], різкий сезонний пікноклін в літній період року не утворювався. Основний висновок [1]: розвиток та існування термо- і халокліну в Тилігульському лимані залежать від інтенсивності весняного паводка і сольового стану вод до моменту розвитку паводка.

У роботі [2], де узагальнені дані гідрологічних спостережень, виконаних наприкінці 70-х – 80-х років минулого сторіччя, зазначається лише утворення сезонного термокліну в лимані в період весняного прогріву вод. Так, у травні 1979 р. температура води в глибокій частині акваторії лиману зменшувалася з 16,0-16,5 °С на поверхні до 12,5-14 °С у дна на глибинах 16-18 м. Факти існування різко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року не вказані.

На гідрологічних станціях виконаних у серпні 2002 р. та липні 2014 р. придонний холодний шар вод в глибоких частинах акваторії лиману також не було виявлено.

З рис. 11.11а-11.12б видно, що наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод лиману в літній період року (26.06.2012 р., 08.07.2012 р.) приводить до розвитку гіпоксії в придонному шарі. Наприкінці липня 2010 р. в глибоких точках акваторії лиману спостерігалася повна відсутність розчиненого кисню у водах, розташованих глибше за верхній квазіоднорідний перемішаний шар (рис. 11.12а).

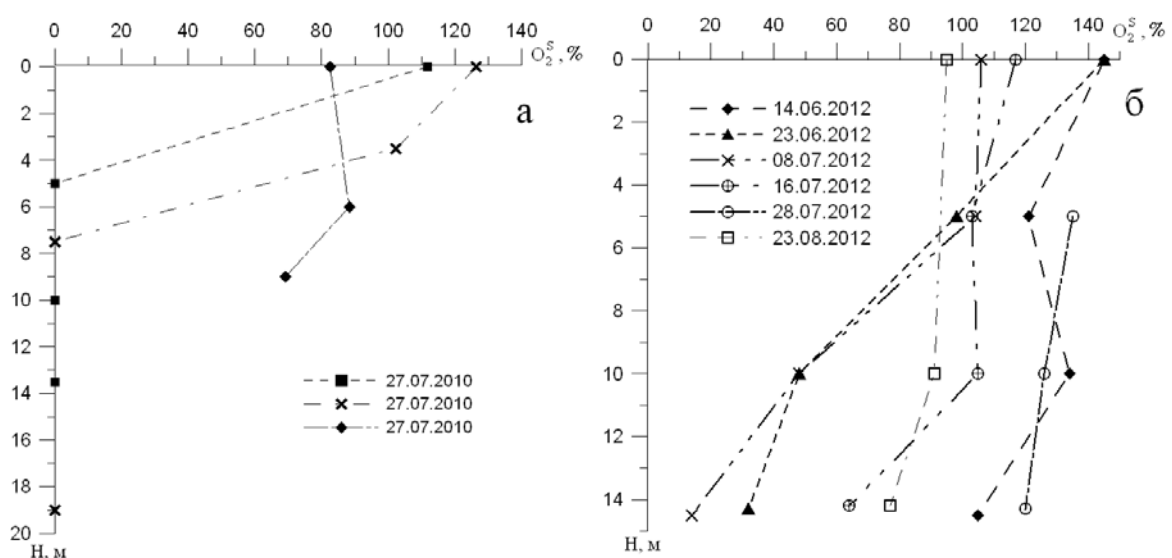


Рис. 11.12 Розподіл насичення киснем (%) вод Тилігульського лиману за глибиною: а) в різних точках південної частини лиману 27.07.2010 р.; б) в центральній частині лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

11.3 Циркуляція вод

Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані чинить вітрова дія. Вимірювання течій у Тилігульському лимані, виконані з 1979 по 1988 рр., показали, що поля вітрових течій мають виключно складний характер [2]. Спроби одержати на основі натурних інструментальних спостережень детальну картину течій в лимані при стабільних вітрах не принесли позитивних результатів. Тому для отримання цілісної картини баротропних вітрових течій у лимані В.М. Тімченком [2,3] була використана діагностична гідродинамічна модель А.І. Фельзенбаума [4].

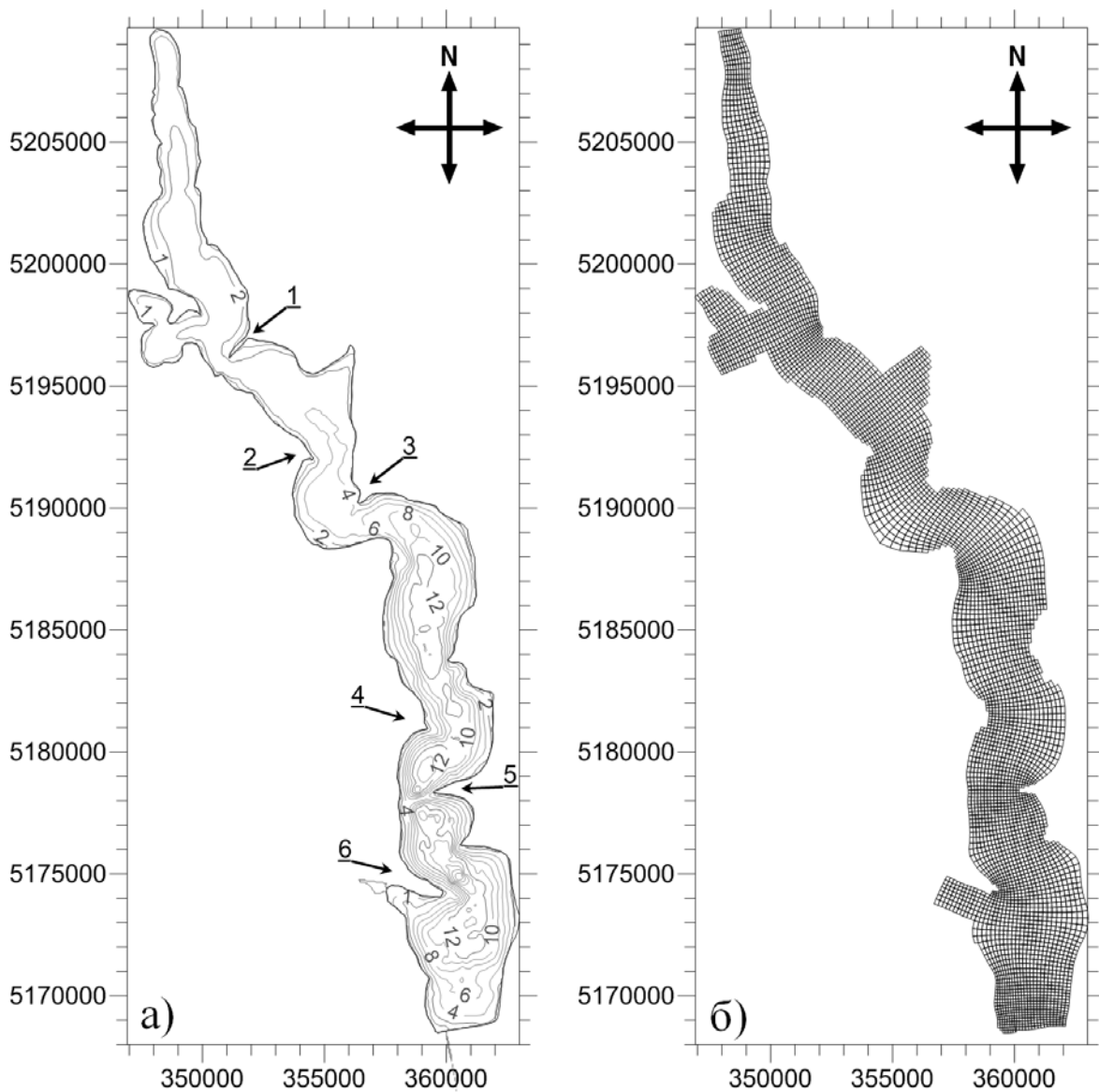
На сучасному етапі досліджень для вивчення особливостей тривимірної структури вітрових течій у лимані при стаціонарних вітрах різних напрямків використовувались гідродинамічні моделі МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [5-7] та Delft3D-FLOW [8, 9]. Обидві моделі реалізовані в σ -системі координат по вертикалі, проте для моделі МЕССА в горизонтальній площині використовується традиційна рівномірна просторова розрахункова сітка [7], а рівняння моделі Delft3D-FLOW реалізовані в криволінійній, нерівномірній в горизонтальній площині системі координат, що дозволяє детально описати просторову структуру течій в області достатньо вузького прибережного мілководдя, з урахуванням складної конфігурації берегової лінії та рельєфу дна лиману.

Результати розрахунків вітрової циркуляції вод у Тилігульському лимані за модифікованою моделлю МЕССА та їх аналіз наведені в роботі [7]. Тому детально зупинимося на результатах моделювання, отриманих за допомогою моделі Delft3D-FLOW [10].

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді в наближенні Бусінеска. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Вертикальні компоненти швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Перенесення речовин і тепла в 3-D системі координат моделюється за допомогою рівняння адвекції-дифузії, до якого включений сумарний член для джерел і стоків тепла та солей. Напруги Рейнольдса моделюються з використанням концепції турбулентної в'язкості. Вертикальна турбулентна в'язкість розраховується на основі k - ϵ моделі, горизонтальна турбулентна в'язкість та дифузія задаються як сталі.

При розрахунках акваторія Тилігульського лиману покривалась спеціально розробленою криволінійною розрахунковою сіткою, яка складалась з 282×53 розрахункових осередків. Розміри розрахункових осередків плавно змінюються від 100 до 450 м вздовж повздовжньої осі лиману та від 75 до 320 м – у поперечному напрямку (рис. 11.13). Сітка точно описує основні особливості геоморфологічної будови лиману:

конфігурацію його берегів, рельєф дна. У вертикальній площині застосовувались 15 розрахункових рівнів різної товщини в σ -системі координат. Часовий шаг розв'язання рівнянь моделі брався рівним 60 с.



1 – Калинівська коса; 2 – Широкінська коса; 3 – Кордонська коса; 4 - Ранжева коса; 5 - Чілова коса;
6 - Любопольська коса

Рис. 11.13. Батиметрична карта Тилігульського лиману з глибинами, що відповідають відмітці рівня моря мінус 0,4 мБС (а)*. Горизонтальна розрахункова сітка акваторії Тилігульського лиману (б).

*На осях координат вказані відмітки СУППМ (сітки за універсальною поперечною проекцією Меркатора) з шагом 1000 м, зона 36 N.

Розрахунки вітрової циркуляції вод виконувались при стаціонарних вітрах швидкістю 5 м/с восьми основних румбів протягом 10 діб модельного часу для кожного напрямку вітру. Повторюваність вітрів різних

напрямоків за даними багаторічних спостережень на найближчих до лиману берегових гідрометеорологічних станціях (ГМС) «порт Южний» та «порт Очаків» наведена в таблиці 11.1. Водообмін лиману з морем через з'єднувальний канал не враховувався. Результати розрахунків наведені на рис. 11.14-11.24.

Таблиця 11.1. Середня багаторічна повторюваність (%) протягом року вітрів різних напрямків за даними ГМС «порт Южний» (1980-2011 рр.) та «порт Очаків» (1950-2011 рр.) [11]

ГМС	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПдЗ
Южний	32,8	6,0	11,8	4,5	20,2	5,6	10,4	6,8
Очаків	22,2	8,2	17,7	4,5	13,8	9,0	15,0	8,5

Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямку, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру.

При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях (рис. 11.14, 11.18, 11.21). Уздовж повздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При цьому вектори дрейфових течій відхиляються вправо від напрямку вітру.

При поперечних відносно осі лиману вітрах (рис. 11.16, 11.20), протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У відкритій, глибокій частині акваторії лиману дрейфові поверхневі течії більш інтенсивні, ніж у випадку поздовжніх вітрів, оскільки вони меншою мірою послаблюються придонними компенсаційними течіями.

Встановлено, що у випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в бік звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод (наприклад, рис. 11.15, 11.20, 11.24).

Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. При вітрах з північною складовою, в південній та центральній частинах лиману на схід від поздовжньої осі лиману формуються антициклонічні вихрові осередки, а на захід – циклонічні. При вітрах з південною складовою розташування вихрових осередків змінюється на протилежне. При поперечних до осі лиману вітрах осередки різного знаку завихорності чергуються уздовж лиману (рис.11.22, 11.23).

На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, інтегральний по глибині водообмін між якими ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкінською косами. Між цими межами формуються замкнуті циркуляційні структури у відповідних частинах лиману.

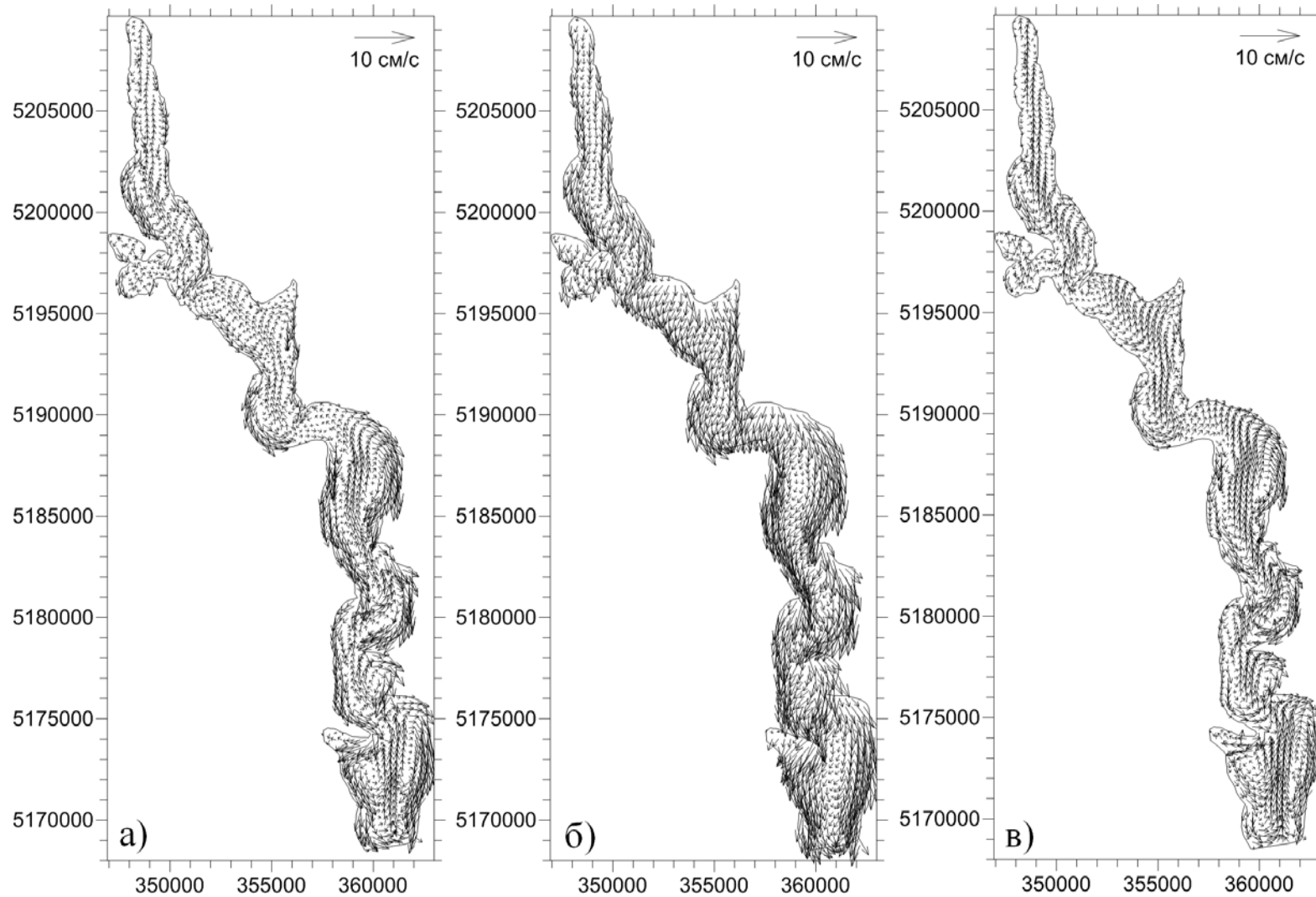


Рис. 11.14. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

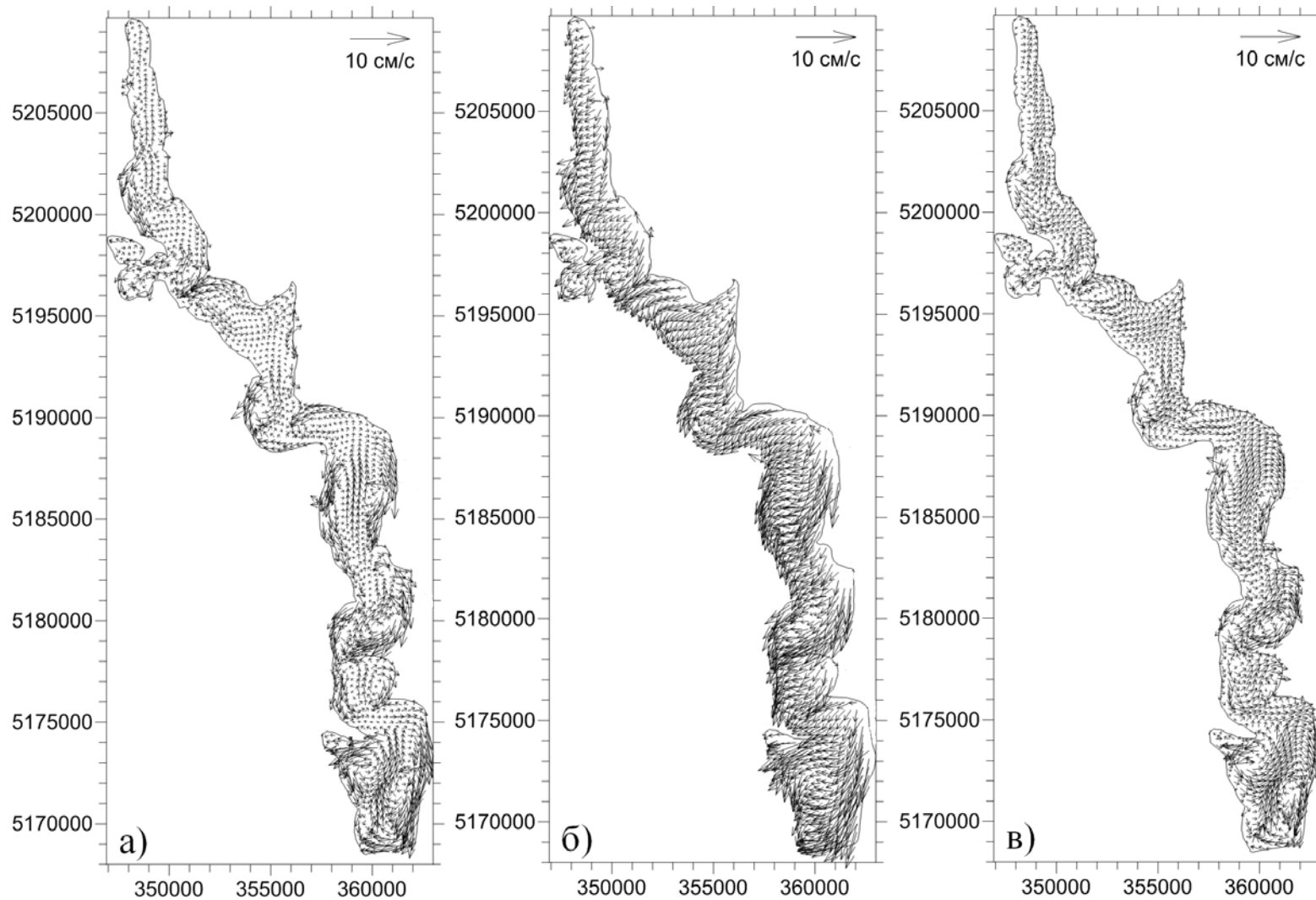


Рис. 11.15. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

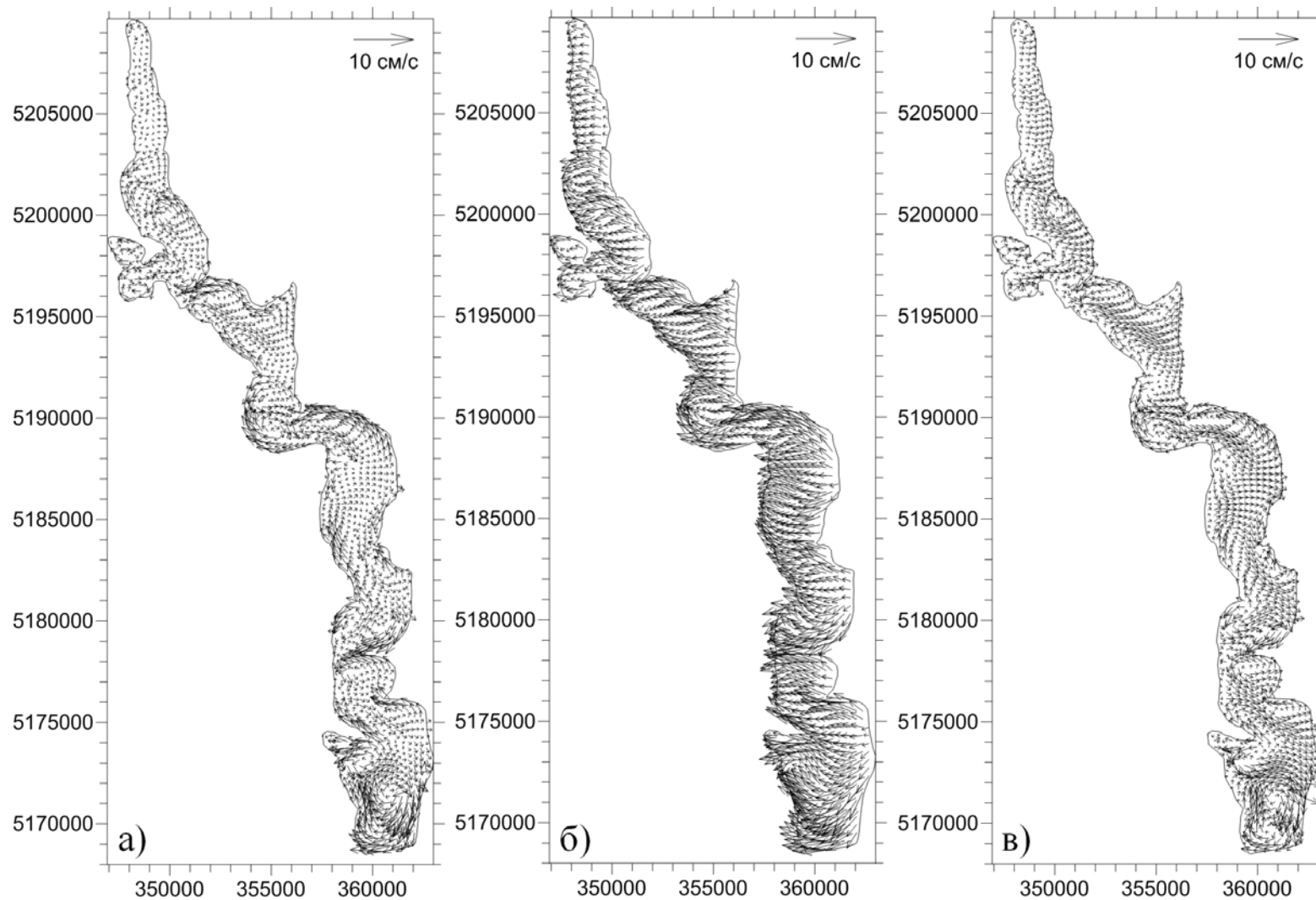


Рис. 11.16. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

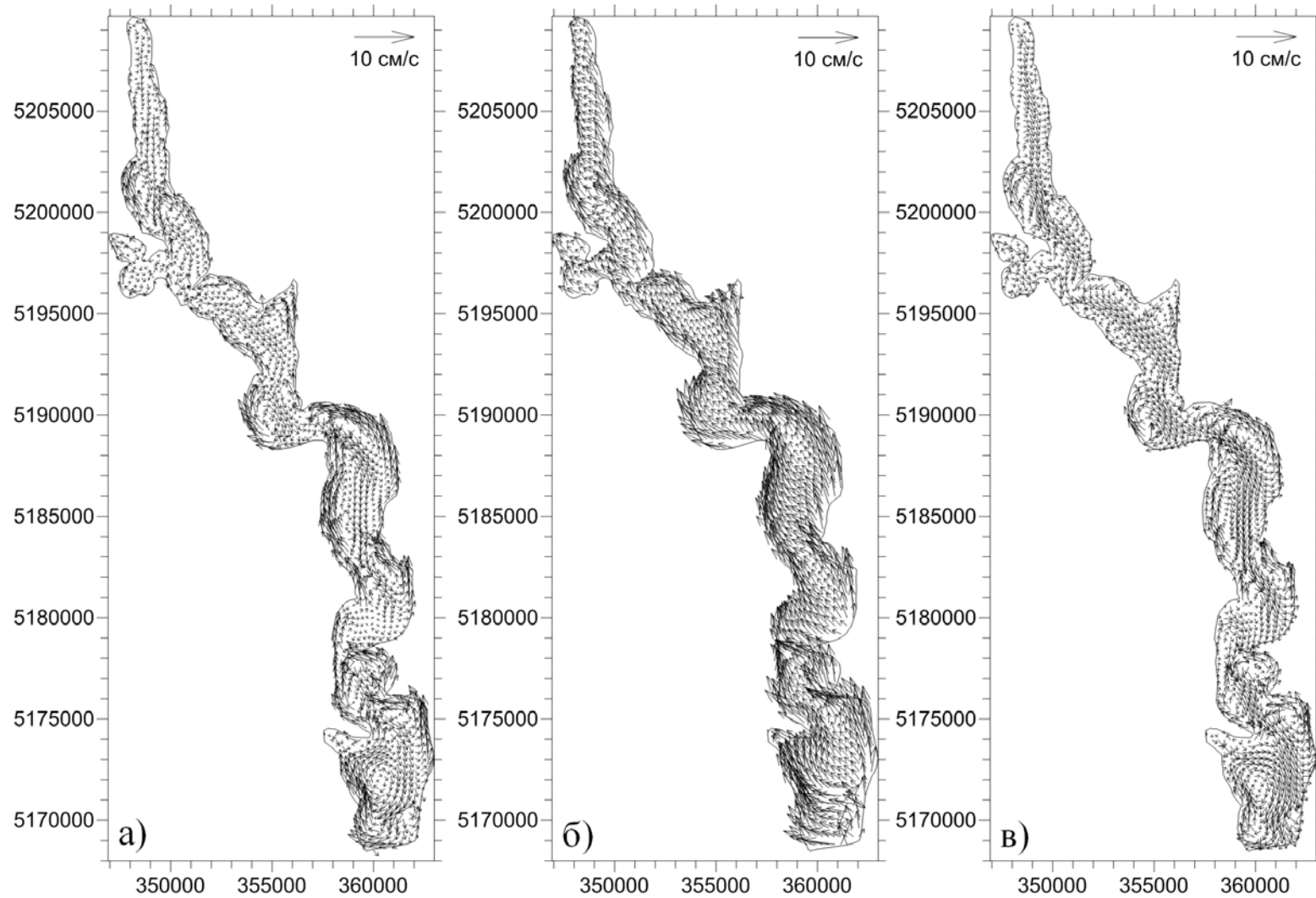


Рис. 11.17. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

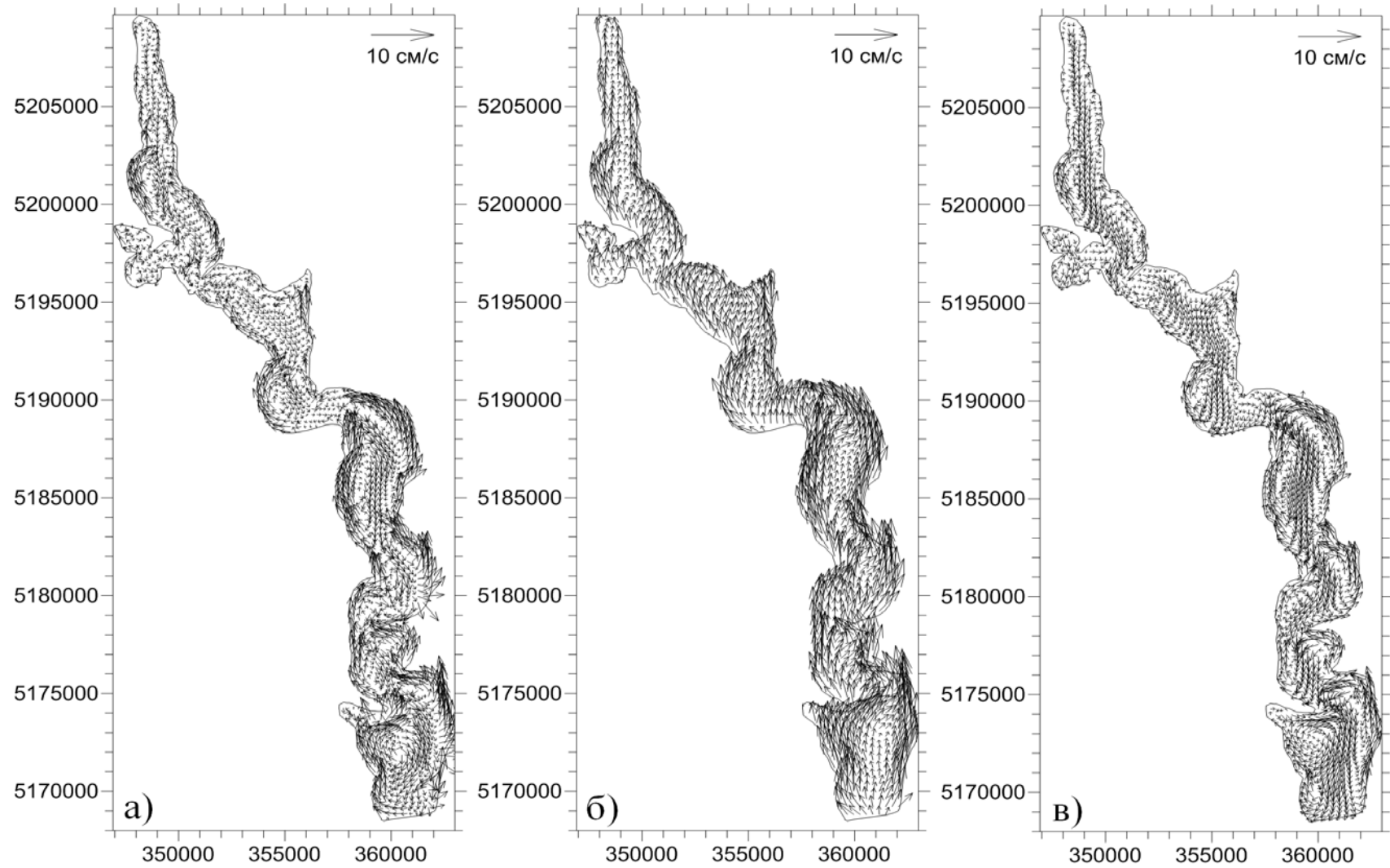


Рис. 11.18. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

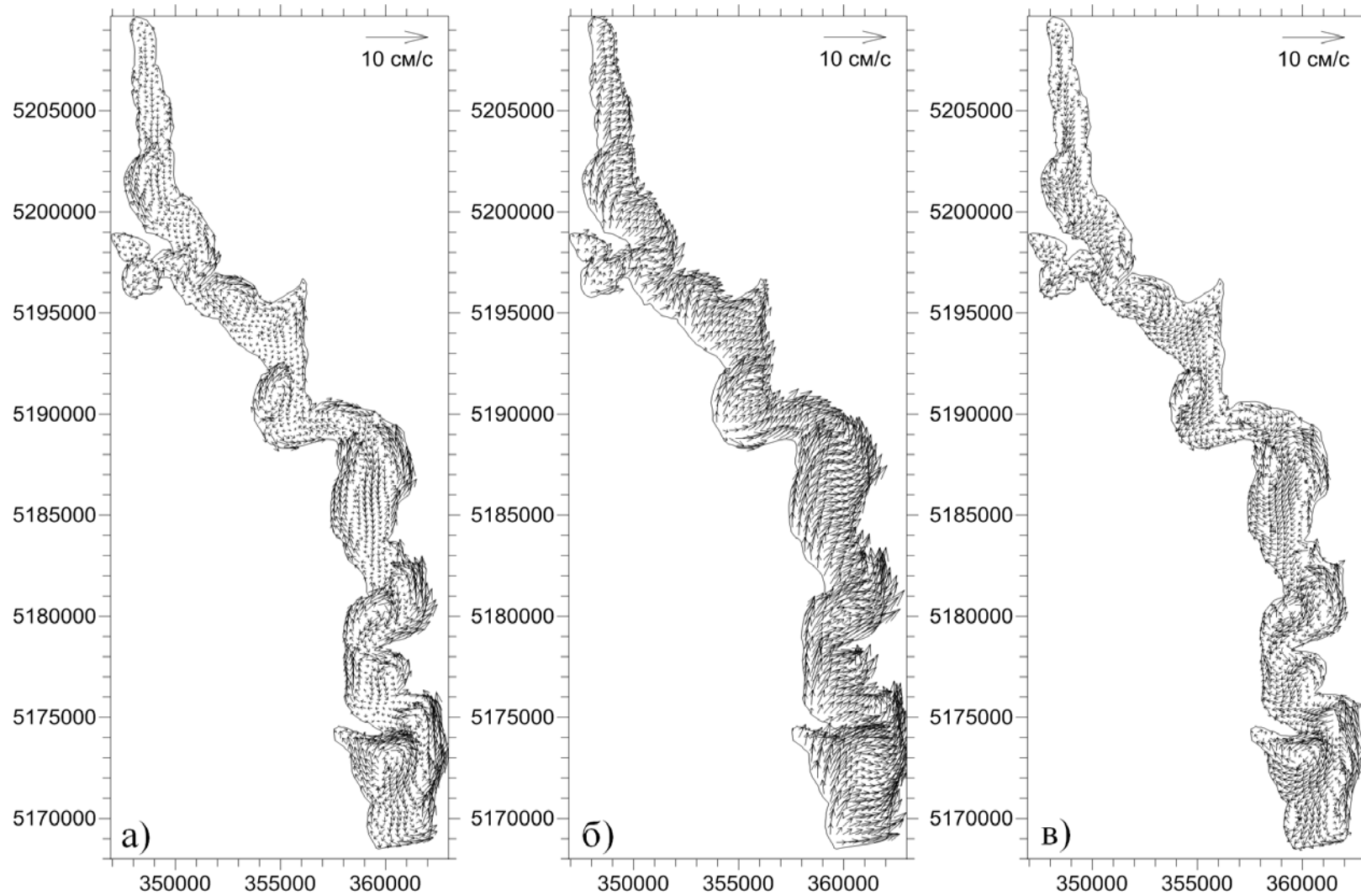


Рис. 11.19. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

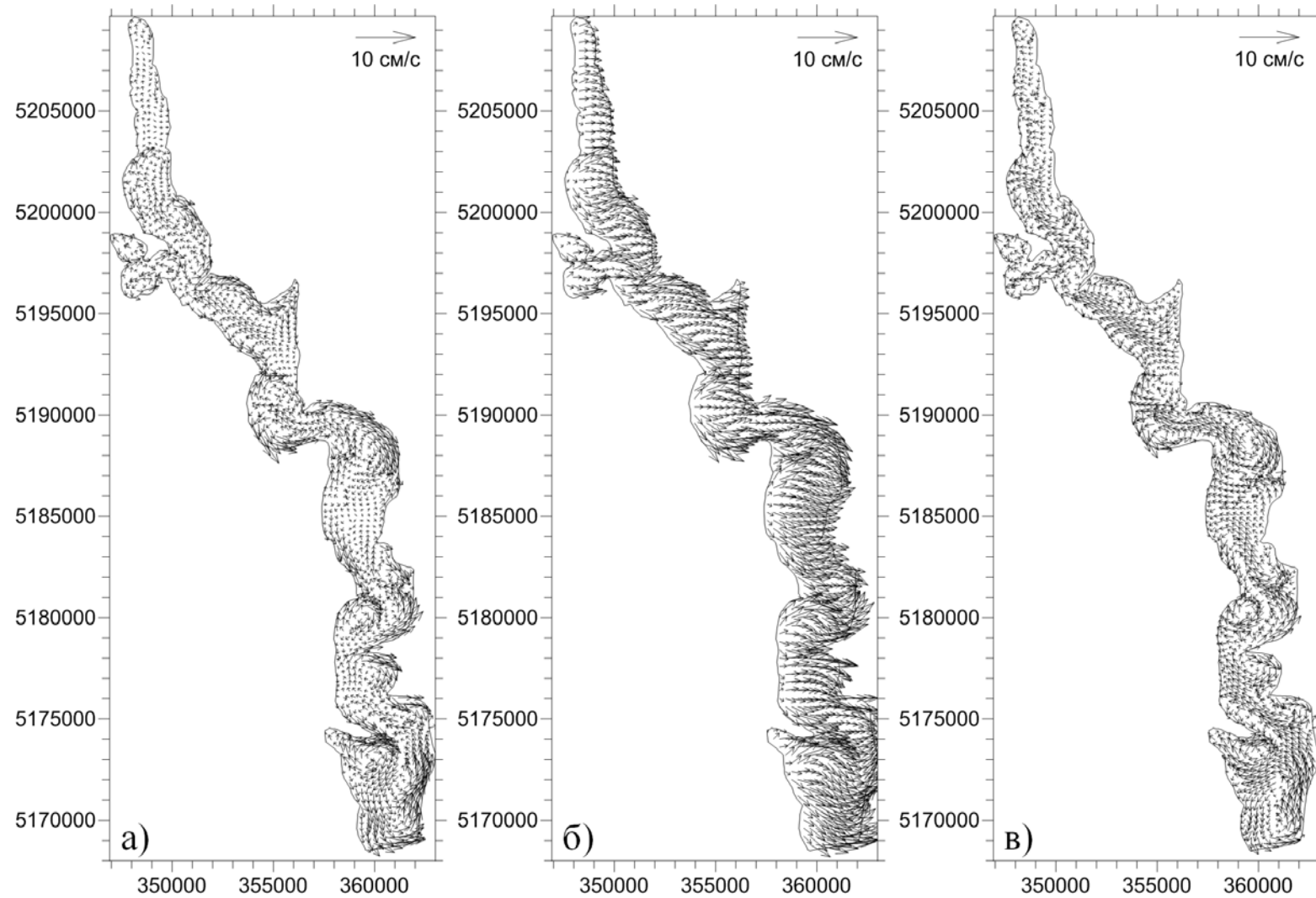


Рис. 11.20. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

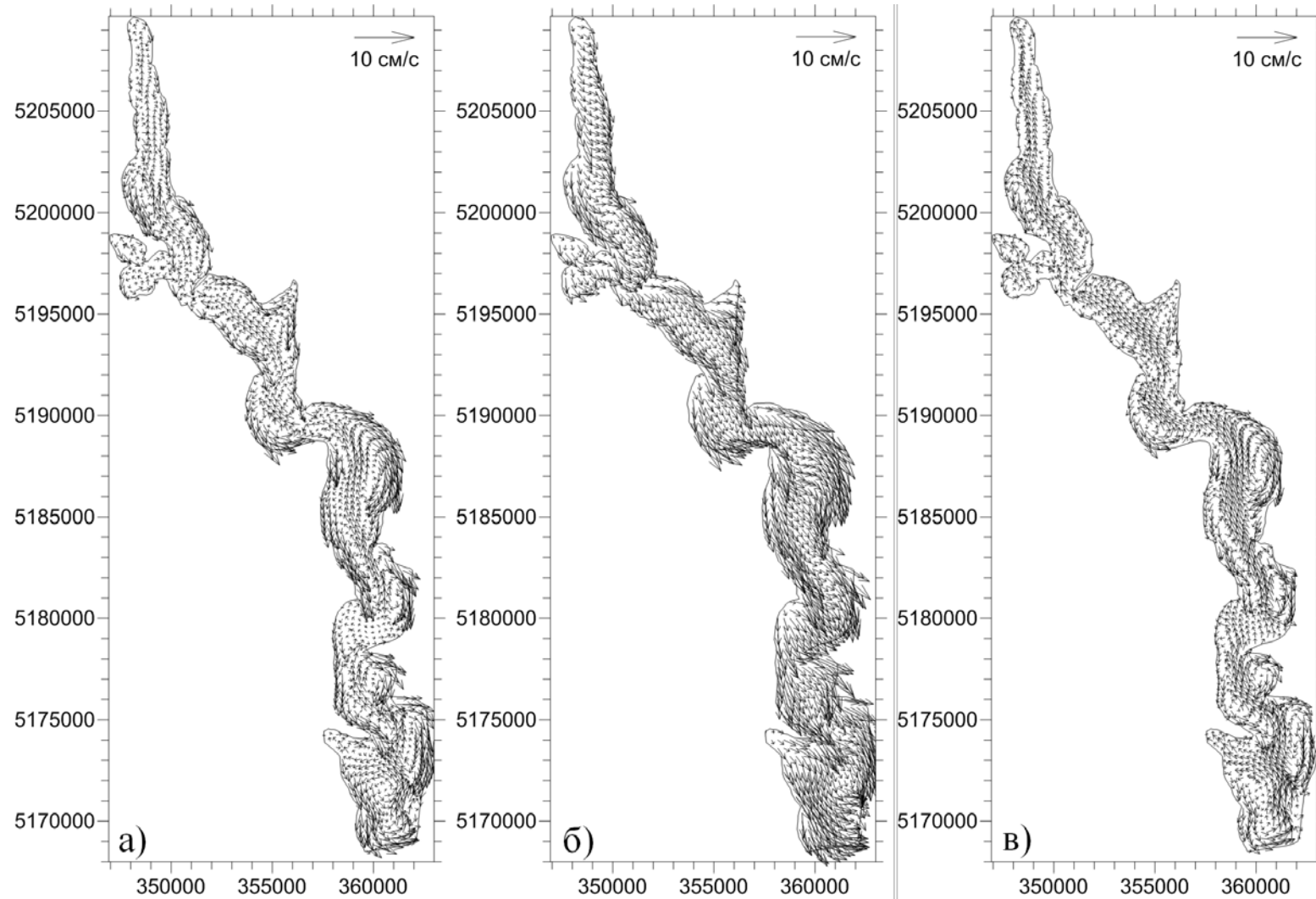


Рис. 11.21. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

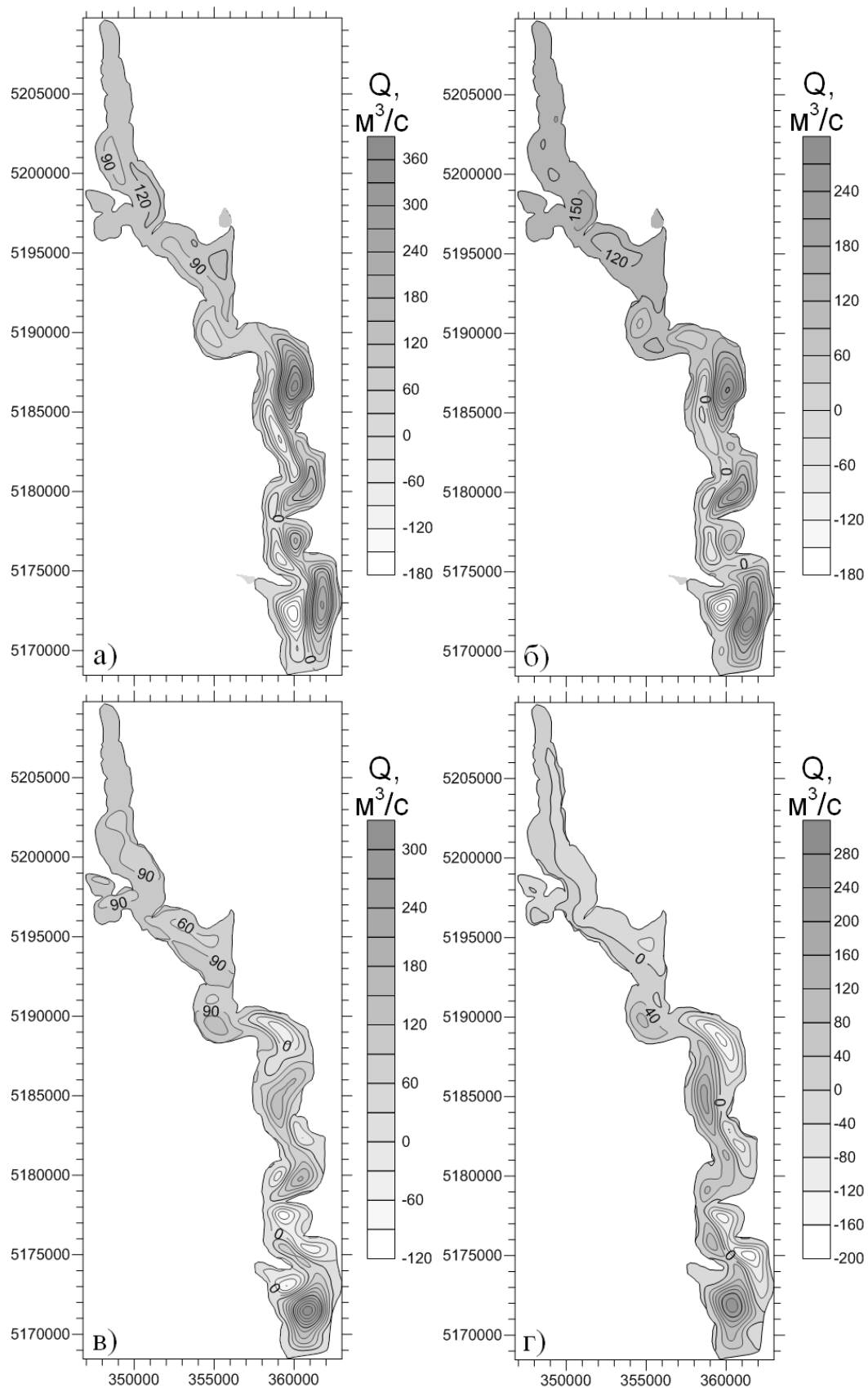


Рис. 11.22. Функції повних потоків, m^3/c , при стаціонарних вітрах північного (а), північно-східного (б), східного (в) та південно-східного (г) напрямків

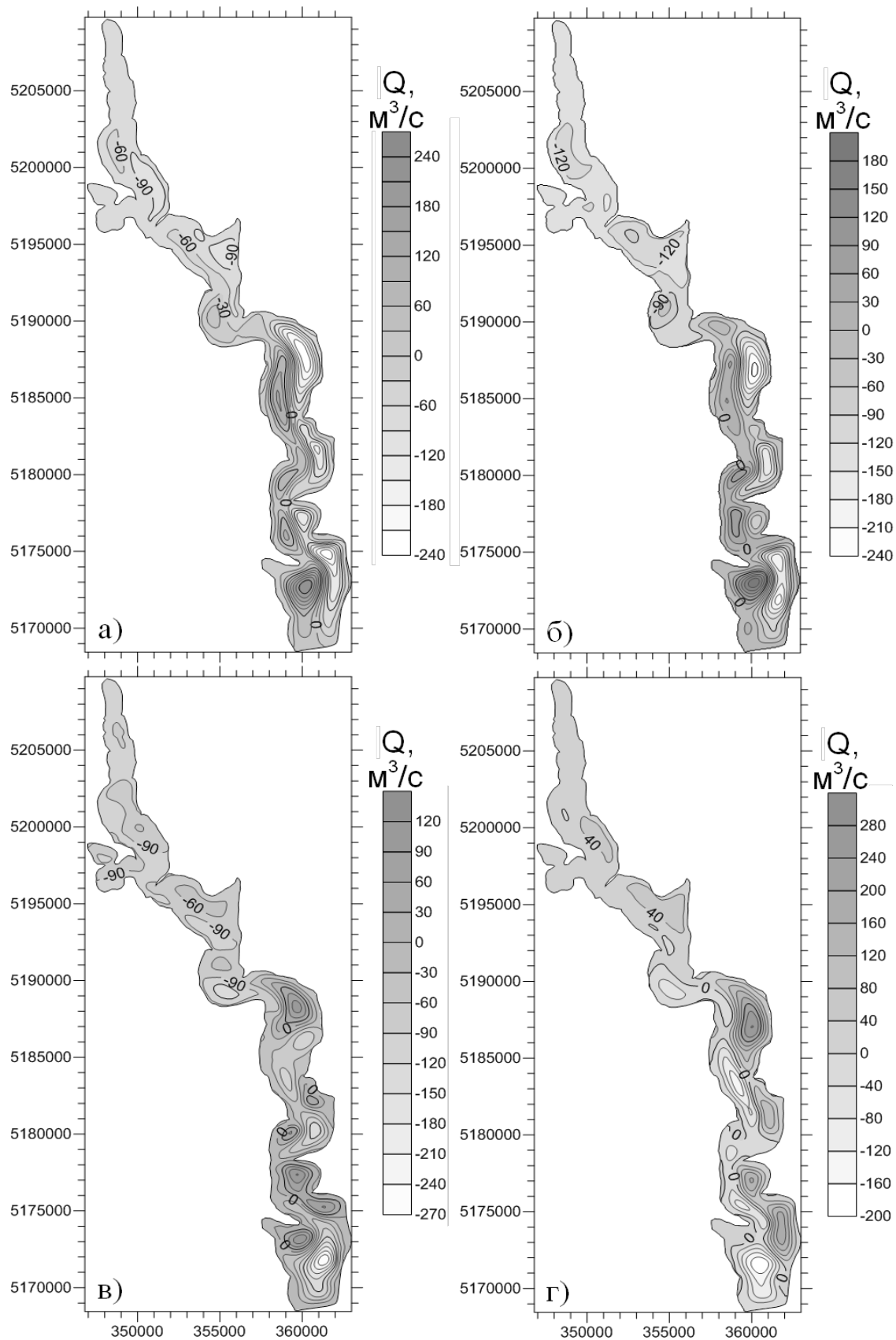


Рис. 11.23. Функції повних потоків, $\text{м}^3/\text{с}$, при стаціонарних вітрах південного (а), південно-західного (б), західного (в) і північно-західного (г) напрямків

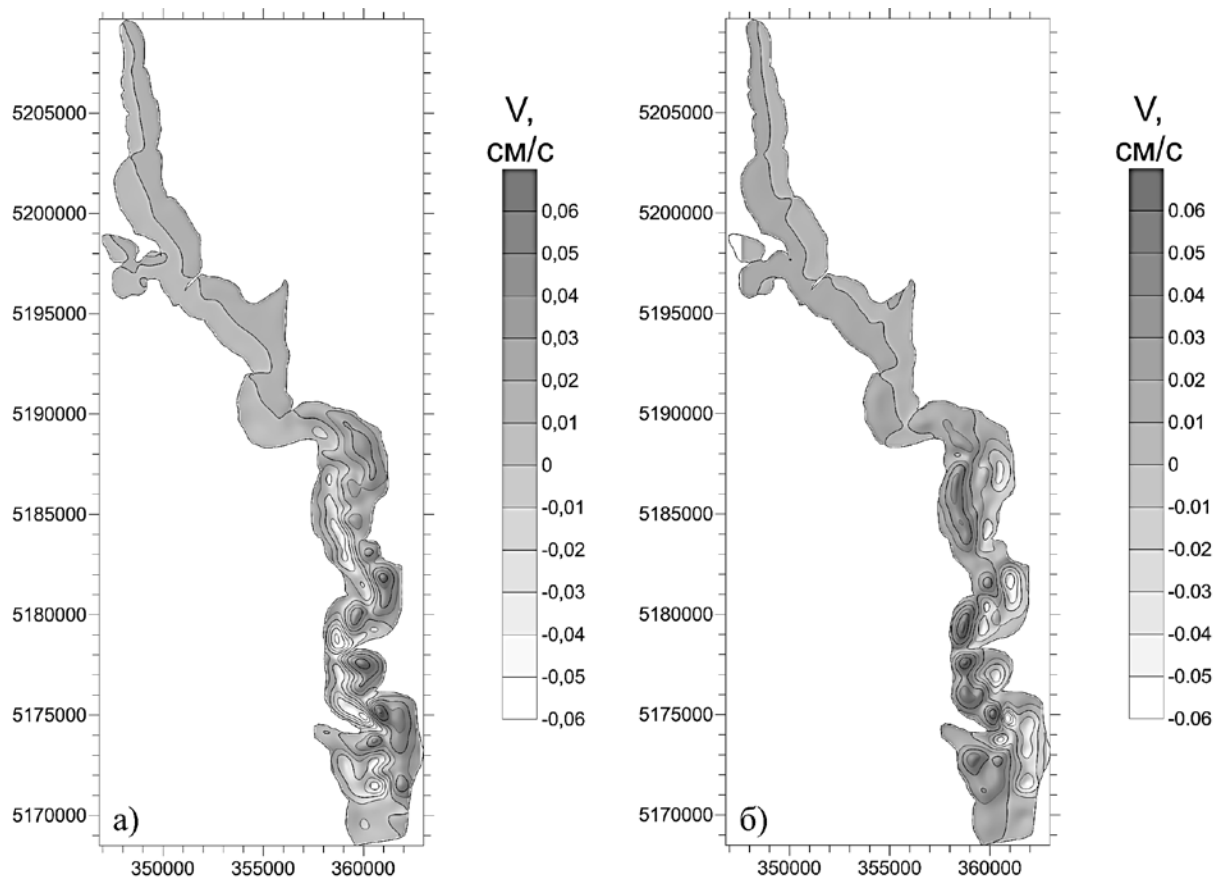


Рис. 11.24. Поля вертикальної складової швидкості вітрових течій у лимані*, см/с, при стаціонарних вітрах північно-східного (а) та західного (б) напрямків.

* Додатні значення відповідають зонам підйому глибинних вод