

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**Р. В. ГАВРИЛЮК
МОРСЬКІ ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ**

Одеса 2017

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**Р. В. ГАВРИЛЮК
МОРСЬКІ ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ
(конспект лекцій)**

ББК 26.221
Г 12
УДК 551.466

Рекомендовано методичною радою ОДЕКУ МОН як конспект лекцій.

(Протокол № від)

Гаврилюк Р. В. Морські гідрологічні прогнози : Конспект лекцій / Одеса: ОДЕКУ, 2017. 159 с.

У конспекті лекцій представлені методи обробки та аналізу інформації щодо стану морів та океанів, розглядаються методи короткострокових і довгострокових прогнозів основних елементів режиму моря. Конспект лекцій призначено для підготовки бакалаврів і магістрів в галузі гідрометеорології.

Зміст

1. Основи методів морських гідрологічних прогнозів.....	7
1.1 Значення морських гідрологічних прогнозів та інформацій.....	7
1.2 Коротка історія розвитку морських гідрологічних прогнозів.....	10
1.3 Методологічні основи морських гідрологічних прогнозів.....	14
1.3.1 Загальні положення.....	14
1.3.2 Взаємодія океану та атмосфери	14
1.3.3 Тепловий баланс.....	16
1.3.4 Енергетичний баланс.....	18
1.3.5 Водний баланс.....	19
1.3.6 Сольовий баланс.....	20
1.3.7 Космо-геліо-геофізичні фактори.....	21
2. Системи спостереження в Світовому океані.....	21
2.1 Прибережні, острівні та гирлові гідрометеорологічні станції.....	22
2.2 Спостереження з добровольчих суден.....	22
2.3 Системи буйкових спостережень.....	23
2.4 Експедиційні спостереження.....	23
2.5 Супутникові спостереження.....	23
3. Обробка та аналіз інформації з метою побудови прогностичних залежностей.....	24
3.1 Парна та множинна кореляція. Рівняння лінійної регресії.....	24
4. Основні показники атмосферних процесів, які використовуються в морських прогнозах.....	29
5. Оцінка якості методу та виправданості прогнозів.....	33
6. Основи методів короткострокових морських прогнозів.....	35
6.1 Короткочасна мінливість гідрологічних величин	35
7. Короткострокові прогнози морських течій.....	38
7.1 Деякі висновки з теорії морських течій.....	39
7.2 Емпіричні співвідношення для розрахунків швидкості течії за швидкістю вітру.....	40
7.3 Прогноз течій в протоках і затоках	42
7.4 Прогнози течій у відкритому морі за полем атмосферного тиску.....	43
8. Прогнози вітрового хвилювання.....	44
8.1 Фактори, які сприяють розвитку хвиль.....	44
8.2 Методи розрахунку елементів хвиль для глибокого та мілкого моря.....	46
8.3. Фізико - статистичні методи прогнозу хвилювання.....	55
8.4 Методи прогнозу характеристик морського хвилювання, основані на розв'язанні рівняння балансу спектральної енергії хвиль.....	56
8.5 Синоптичний метод прогнозу вітру та хвилювання.....	57
8.6 Розрахунки брижів	58

8.7 Деякі риси полів хвилювання.....	60
8.8 Рекомендовані маршрути руху суден	61
8.8.1 Метод Джеймса.....	64
8.8.2. Чисельний метод.....	64
8.8.3 Оцінка ефективності вибору рекомендованого маршруту руху судна	66
9. Короткострокові прогнози неперіодичних коливань рівня моря...67	
9.1 Причини, які зумовлюють неперіодичні коливання рівня моря...67	
9.2 Згінно- нагінні коливання рівня моря, та методи їх прогнозу.....68	
9.2.1 Градієнтний метод прогнозу згінно - нагінних коливань моря.....	69
9.2.2 Прогноз згінно - нагінних коливань моря за полем атмосферного тиску.....	69
9.2.3 Чисельні методи прогнозу згінно-нагінних коливань рівня моря.....	71
10. Короткострокові прогнози температури води в морі.....	72
10.1 Причини, які зумовлюють зміни температури води.....	72
10.2 Прогнози температури води в прибережних районах в теплу пору року.....	73
10.3 Прогноз температури води в період осінньо-зимового охолодження.....	74
10.4 Прогноз розподілу температури води по вертикалі за заданими метеорологічними умовами.....	75
10.5 Прогноз температури поверхневого шару океану.....	77
11 Короткострокові прогнози льодових явищ.....	79
11.1 Загальні положення.....	79
11.2 Прогнози осінніх льодових явищ в мілководних прибережних районах.....	80
11.3 Прогноз появи льоду в стратифікованому морі.....	83
11.4 Прогноз динаміки льоду.....	84
11.5 Прогнози весняних льодових явищ.....	85
12. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ.....	87
12.1 Прогноз тягуна в акваторії порту.....	88
12.2 Прогноз обмерзання суден та гідротехнічних споруд.....	93
12.3 Прогноз цунамі.....	98
13. Основи методів довгострокових морських прогнозів.....	103
13.1 Закономірності, які використовуються в прогнозах великої завчасності.....	103
14. Довгострокові прогнози температури води.....	110
14.1 Фізичні процеси формування теплового режиму океану	110
14.2 Прогнози температури води, основані на урахуванні взаємодії океану та атмосфери.....	114
14.3 Динаміко - статистичний метод прогнозу температури води.....	119

14.4 Компонентно-гармонічний та генетичний методи над-довгострокових морських прогнозів.....	122
14.5 Використання довгострокових прогнозів температури води для промислових цілей.....	124
15. Довгострокові прогнози льодових явищ в неарктичних морях.....	129
15.1 Довгострокові прогнози осінніх льодових явищ.....	130
15.2 Прогнози товщини льоду.....	131
15.3 Прогнози дрейфу льоду.....	133
15.4 Прогноз льодовитості моря.....	135
15.5 Прогнози весняних льодових явищ.	137
16. Довгострокові льодові прогнози в арктичних морях.....	139
16.1 Фізичні основи довгострокових льодових прогнозів для арктичних морів.....	139
16.2 Прогнози льодовитості.....	140
16.3 Прогнози строків злому та руйнування припаю.....	142
16.4 Прогнози строків льодоутворення	143
16.5 Прогнози товщини льоду	145
16.6 Навігаційні рекомендації	146
17. Довгострокові та над-довгострокові прогнози рівня моря (на прикладі замкнених морів)	147
17.1 Причини багаторічних коливань рівня Каспійського моря.....	150
17.2. Прогнози сезонного ходу та середнього річного рівня Каспійського моря.....	151
17.3 Прогноз рівня моря на строк 5-6 років	152
17.4 Прогностичні оцінки фонових змін рівня Каспійського моря на строки 5 років і більше.....	153
Література.....	159

1. Основи методів морських гідрологічних прогнозів

1.1 Значення морських гідрологічних прогнозів та інформацій

Гідрометеорологічне забезпечення народного господарства спрямовано на задоволення потреб організацій, діяльність яких пов'язана з судноплавством, ловлею риби, гідротехнічним будівництвом та ін.

Основною задачею служби погоди та служби морських прогнозів є систематичне спостереження за гідрометеорологічними явищами і забезпечення споживачів інформацією та прогнозами.

Морська гідрометеорологічна інформація складається з даних спостережень, одержаних з мережі берегових, острівних та судових гідрометеорологічних станцій, а також з морських експедицій та метеорологічних супутників Землі.

Значення морських гідрологічних прогнозів можна показати на конкретних приладах [1].

Морський транспорт

Ефективність роботи морського транспорту значною мірою залежить від характеру погоди та стану поверхні моря. Розраховано, що приблизно 30% всіх суден, які знаходяться в морі, відчують втрати саме від погодних умов. Статистика показує, що майже половину експлуатаційного часу судно перебуває в умовах морського хвилювання, що знижує швидкість його руху на 10-15%. Тому вибір найбільш сприятливого маршруту плавання судна є одним з важливих рішень, якій приймає капітан перед виходом в море. При цьому він спирається на інформацію про погоду та стан поверхні океану, яку отримує з прогностичних центрів. Одним з видів такої інформації є рекомендовані курси плавання суден в океані [1].

Для суден, що знаходяться у відкритих і прибережних районах південних широт, серйозну загрозу становлять тропічні циклони (урагани в Атлантичному океані та тайфуни в Тихому океані). Для запобігання зустрічі з ними, застосовуються добре відомі морякам правила розходження судна з тропічними циклонами. Але ж для цього капітан повинен мати прогностичну інформацію щодо місцезнаходження та напрямку руху тропічного циклону. Така інформація дає можливість своєчасно вжити заходів для запобігання зустрічі зі штормом та оцінити час прибуття в порт призначення.

Маломірні судна (катери, човни та ін.) є особливо вразливими до раптових змін погоди, пов'язаних з грозами та холодними фронтами, що супроводжуються смерчами. Для забезпечення безпеки таких суден складаються відповідні прогнози та штормові попередження

Швидкий розвиток і переміщення таких явищ роблять їх надзвичайно небезпечними, особливо в місцях масового відпочинку населення.

Ефективність виробничої діяльності в портах і гаванях значною мірою визначається характером погоди та станом поверхні моря. Для оптимізації вантажно-розвантажувальних робіт в порту необхідно ураховувати гідрометеорологічну інформацію, яка надається прогностичними органами. Обробка суден в порту, як правило, проводиться в три етапи:

- підхід і швартування до причалу,
- вантажно-розвантажувальні роботи,
- від швартування.

На всіх етапах вітер, хвилі, опади, низькі температури повітря, наявність льоду та ін. можуть спричинити труднощі або простої суден. Неперіодичні згінно-нагінні коливання рівня моря в порту порушують нормальне пересування суден по акваторії і можуть викликати підтоплення порту. Значне згінне пониження рівня моря зумовлює недонавантаження суден та недолив танкерів. При нагінному підвищенні рівня моря є можливість проходу суден з великою осадкою, в той же час при високому рівні прохід таких суден під мостами та мережами електропостачання може становити загрозу торкання щогли й антен.

На роботу портів впливає також небезпечне явище - тягун. Цього явища не можна уникнути, але ж своєчасний прогноз його виникнення, інтенсивності та тривалості дає можливість запобігання аварій,

Значний вплив на ефективність роботи порту має льодова обстановка. Надійне планування та здійснення транспортних операцій в зимовий період року в неарктичних й особливо в арктичних морях неможливе без гідрометеорологічного та льодового обслуговування. Таке обслуговування дозволяє правильно оцінити навігаційну обстановку і вжити своєчасних заходів щодо використання криголамів. Інформація про льодову обстановку є важливою також для експлуатації бурових засобів на шельфі в зимовий період року.

Рибальський промисел

Океанічне та прибережне рибальство, як ніякий інший вид морської діяльності, потребує гідрометеорологічного обслуговування. У віддалених районах Світового океану перебувають, як правило, рибальські судна з необмеженим районом плавання. В прибережній зоні використовуються судна з обмеженим районом плавання, які значною мірою залежать від погоди та стану моря [1].

Крім прогнозів погоди, рибальські судна потребують інформації про температуру води – розподіл в просторі та по вертикалі, положення гідрологічних фронтів, зони апвелінгів та ін. В північних широтах рибальські судна підпадають під загрозу обмерзання. Інтенсивність обмерзання залежить як від гідрометеорологічних величин, так і від характеристик судна (розмір судна, висота борту, курс судна відносно до напрямку вітру та ін.).

Розвідка та видобуток корисних копалин

Інформація про погоду та стан моря має велике значення для виконання робіт, пов'язаних із розвідкою та видобутком корисних копалин на шельфі. Обслуговування цих робіт потребує ретельного вивчення та використання оперативних гідрометеорологічних, кліматологічних і гідрографічних даних.

Прибережні райони

Населенні пункти і господарські об'єкти, що знаходяться на прибережних територіях зазнають впливу таких факторів, як вітрові хвилі та течії, штормові нагони, потужний прибій, цунамі та ін. При вживанні заходів щодо захисту узбереж від цих факторів спираються на відповідні прогнози [1].

Різкі підйоми рівня моря під час штормових нагонів можуть спричинити повінь і затоплення пологих прибережних районів та навіть привести до катастрофічних наслідків. З іншого боку, пониження рівня становить небезпеку для великих суден в прибережних водах і акваторіях портів. В обох випадках результати мають негативний характер.

Значні коливання рівня моря в прибережній зоні прискорюють процес розмиву берега, особливо на абразивних ділянках. Найбільш значні збитки прибережній інфраструктурі завдають штормові згінно-нагінні коливання рівня на пологих узбережжях: руйнуються дамби-дороги, виходять зі строю системи водопостачання, підтоплюються селища, сільські господарські угіддя, що може мати серйозні екологічні наслідки. Особливо значні штормові згінно-нагінні коливання рівня виникають на узбережжі Азовського моря. В таких умовах велике значення мають прогнози штормових нагонів, які складаються прогностичними органами. Ці прогнози дозволяють суттєво знизити матеріальні збитки від штормових нагонів.

Узбережжя морів Далекого Сходу зазнають впливу руйнівних хвиль цунамі. Імовірність виникнення хвиль цунамі існує також на Чорному морі. Руйнівна сила цунамі на узбережжі залежить як від інтенсивності землетрусів, так і особливостей рельєфу дна моря. В

певних умовах рельєф дна й конфігурація берегової смуги мають суттєве значення для перебудови хвиль цунамі при їх розповсюдженні до берега.

Забруднення морів та океанів

Активна господарська діяльність в прибережних і відкритих районах морів та океанів призводить до їх забруднення. В зв'язку з цим вживаються заходи щодо охорони морів та узбереж від забруднення. Вони базуються на урахуванні прогностичних оцінок розповсюдження забруднювальної речовини по площі осередку. Для цього використовується інформація про теперішній та очікуваний стан поверхні моря й атмосфери, включаючи вітер, хвилювання, течії та припливи, а також про стан морського льоду й його дрейф.

Відпочинок на морі

Морські гідрологічні прогнози мають велике значення для забезпечення відпочинку людей на морі. Морські курорти, як правило, розташовуються в прибережній зоні моря, тому зазнають впливу вітрових хвиль, згінно-нагінних та припливних коливань рівня моря, а також різких змін температури води в теплий період року. На морських курортах для відпочинку використовуються невеликі судна, які суттєво залежать від погоди та стану моря. Тому водний транспорт і відпочинок на морі потребують постійного стеження за гідрометеорологічною обстановкою і завчасного попередження в разі загрози.

1.2 Коротка історія розвитку морських гідрологічних прогнозів

Морські гідрологічні прогнози - порівняно молода наука, яка виникла в першій половині ХХ століття, тобто значно пізніше, чим почали складатися метеорологічні прогнози [3].

Історія розвитку морських гідрологічних прогнозів пов'язана з розвитком судноплавства і господарською діяльністю в прибережній зоні і відкритих районах морів і океанів. Однією з причин виникнення служби морських прогнозів була необхідність попередження про шторми, тому що вітер і хвилі створюють серйозну загрозу судноплавству. В епоху вітрильного флоту склалися тільки прогнози вітру. Пізніше, з розвитком парового флоту та методів прогнозів погоди, виникла необхідність й в прогнозах вітрового хвилювання, тому що аварії суден від штормового хвилювання почастишали.

Прогрес в розвитку океанології та морських прогнозів пов'язаний з іменами таких видатних вчених як Ю.М.Шокальській., Л.С.Берг, К.М.Дерюгин, Н.М.Кніпович, В.В.Шулейкин, В.Ю.Візе, М.М.Зубов, В.А.Берьозкин, Л.Ф.Титов, В.В.Тимонов, О.І. Дуванін та ін. [3].

Перша спроба прогнозу положення краю льоду в Баренцовому морі біла зроблена в 1913 р. Лесгафтом. В 1916р. Б.П.Мультановський склав перший льодовий прогноз для протоки Вількицького. В подальшому В.Ю.Візе почав складати льодові прогнози для Баренцова та Карського морів. Прогнози льодових умов були необхідними в зв'язку з зосвоєнням Північного морського шляху та забезпеченням криголамного флоту в цих морях.

В 1933р. академіком В.В.Шулейкіним була опублікована книга „Фізика моря”, яка на багато років вперед визначила шляхи розвитку і поглиблення досліджень в галузі розробки методів морських гідрологічних прогнозів.

В 1937 р. в Центральному інституті прогнозів (м. Москва) під керівництвом М.А.Белінського була створена група з морських гідрологічних прогнозів , в задачу якої входило забезпечення народно господарських та оборонних організацій. Пізніше група була перетворена на морський відділ. Перші методи, які розроблялись, були методи прогнозу льодової обстановки в арктичних і неарктичних морях, методи прогнозу хвилювання та методи прогнозу рівня Каспійського моря.

Найбільш інтенсивно морські гідрологічні прогнози почали розвиватися після війни. На розвиток прогнозів в той час існувало дві точки зору. Одна точка зору (М.А.Белінський і В.С.Назаров) полягала в тому, що найбільш перспективний шлях розвитку льодових прогнозів полягає в розрахунках теплового стану моря за заданими умовами погоди. Інша точка зору належить В.Ю.Візе і М.М.Сомову, які стверджували, що наступний стан моря можна оцінити за вихідними і попередніми гідрологічними та метеорологічними умовами, без прогнозу погоди [3].

Практика показала, що загальний шлях розробки методів морських гідрологічних прогнозів полягає в урахуванні умов, які склалися в морі на час складання прогнозу, і використання прогнозів погоди в явному або неявному вигляді. Наприклад, при складанні прогнозу морського хвилювання використовується в явному вигляді прогноз вітру. З іншого боку, для довгострокового прогнозу дати появи льоду в морі звичайно встановлюється залежність між строком появи льоду та елементами атмосфери, які спостерігалися в попередній період часу. В цьому випадку, прогноз погоди існує в неявному вигляді. Звичайно прогноз погоди в явному вигляді використовується при розробці короткострокових прогнозів стану моря, а в довгострокових

морських прогнозах прогноз погоди використовується в неявному вигляді.

Слід відзначити, що справджуваність прогнозів, які склалися в ті роки, була невисокою, що можна пояснити відсутністю вихідних даних спостережень й, як наслідок, недостатньою фізичною і статистичною обґрунтованістю методів прогнозів. Ряди спостережень, по яких будувались залежності, були короткими. Ці залежності, як правило, задовільно функціонували на коротких відрізках часу, за межами яких прогностичні рівняння потрібно було уточнювати з урахуванням нових даних спостережень.

З початку 60-х років ХХ століття ситуація з морськими гідрологічними прогнозами поліпшилась. Розширилась мережа гідрометеорологічних станцій, збільшилась кількість експедицій у відкриті райони океанів і морів, стали виконуватись багато добові спостереження за допомогою буйкових станцій. Суттєво збільшилась кількість суден добровольчих спостережень.

Суттєвий прогрес в розробці методів морських гідрологічних прогнозів відбувся після 1958р., коли М.А.Багров запропонував метод аналітичного представлення океанографічних і метеорологічних полів по поліномах Чебишова і ортогональних природних складових. Цей метод дозволяє розглядати одночасний вплив атмосферних процесів великого просторового масштабу на прогнозне явище, а також використовувати характеристики поля атмосферного тиску для прогнозу різних морських гідрологічних величин, таких як хвилювання, течії, коливання рівня, адвекція тепла течіями та ін.

В області довгострокових прогнозів значні роботи були виконані під керівництвом М.А. Белінського. Він показав, що аномалії температури води в діяльному шарі океану формуються в холодний період року, тому що зимою спостерігається інтенсивний теплообмін океану з атмосферою. Літом внаслідок великої температурної стратифікації в граничному шарі океан-атмосфера теплообмін проявляється слабо. Тому температуру води можна прогнозувати в залежності від інтенсивності охолодження моря в холодний період року. Інтенсивність охолодження характеризується температурою повітря. Адвекція тепла течіями оцінюється посередньо по полю атмосферного тиску, яке представлено в вигляді індексів Белінського. На цей основі розроблений метод довгострокового прогнозу температури води в Баренцовому морі і в північній частині Атлантичного океану. В подальшому ідеї Белінського використовувались для розробки методів прогнозу температури води і для інших районів Світового океану.

В 1967р. в Гідрометцентрі СРСР починає працювати відомий вчений гідродинамік П.С.Лінейкін. У відділі морських гідрологічних прогнозів організується лабораторія динаміки моря під його

керівництвом. З цього моменту почався активний розвиток гідродинамічних методів морських прогнозів. Найбільш важливі результати, отримані в лабораторії такі:

- створена теорія великомасштабної циркуляції вод Північної Атлантики та її сезонної мінливості;
- визначені закономірності розподілу густини морської води в шарі головного термокліну в залежності від вітру та потоків тепла крізь поверхню океану;
- вивчено механізм формування сезонного шару стрибка густини і розроблені прогностичні методи визначення глибини цього шару за даними вітру та тепловий баланс поверхні моря;
- розроблено метод розрахунку та короткострокового прогнозу швидкості течій і штормових нагонів в морях за даними вітру;
- вперше було розраховано карти течій на стандартних горизонтах від поверхні до дна для Атлантичного океану;
- розроблено чисельні методи штормових нагонів за даними вітру для Білого, Чорного, Азовського та Балтійського морів;
- розроблено методи розрахунку і прогнозу зростання та танення льоду за даними теплового балансу поверхні моря;
- розроблено метод розрахунку і прогнозу дрейфу і скупченості льоду за даними вітру.

В подальшому виконувались теоретичні дослідження стаціонарного режиму циркуляції, аналіз даних експедиційних спостережень та математичне моделювання процесів як бази методів гідродинамічних характеристик океану.

Значна кількість робіт спрямована на моделювання і розрахунки структури верхнього шару океану. В.І.Калацький на основі аналітичного дослідження динамічних рівнянь турбулентності в стратифікованій рідині показав ефект просторової локалізації турбулентних збурень, якій пояснює наявність чіткої межі між перемішаним шаром і сезонним термоклинном. На основі розв'язання рівнянь турбулентного граничного шару та чисельних експериментів була показана можливість моделювання вертикального профілю температури води в морі. В.І.Калацьким та Е.С.Нестеровим розроблена двохшарова модель діяльного шару океану, на основі якої розроблено метод довгострокового прогнозу температури і товщини верхнього квазі однорідного шару в північних широтах Атлантичного та Тихого океану.

Продовжувався також розвиток фізико-статистичного напрямку в морських гідрологічних прогнозах. Було виконано такі роботи:

- розроблено фізико-статистичний метод прогнозу розподілу температури води на поверхні в теплу пору року із завчасністю від 5 до 30 діб на основі потоків тепла крізь поверхню та полів

- атмосферного тиску для північних районів Атлантичного і Тихого океанів;
- розроблено фізико-статистичний метод розрахунку просторового розподілу глибини залягання шару стрибка для Північної Атлантики;
 - розроблено статистичні методи довгострокового прогнозу льодовитості і положення краю льоду для неарктичних морів.

1.3 Методологічні основи морських гідрологічних прогнозів

1.3.1 Загальні положення

Розробка методів морських гідрологічних прогнозів - це складне наукове дослідження, яке потребує аналізу причинно-наслідкових залежностей між гідрологічними елементами режиму моря і факторами, які на них впливають. Це пов'язано з тим, що процеси на поверхні й в товщі морів і океанів характеризуються великою просторово-часовою мінливістю. Така мінливість є наслідком різномасштабної взаємодії океану і атмосфери. Обмін теплом, вологою та енергією між океаном і атмосферою визначає більшість процесів, які спостерігаються в морі і океані [1,3,4].

Встановленню сучасних поглядів на теплову і динамічну взаємодію океану і атмосфери значною мірою сприяли фундаментальні дослідження В.В.Шулейкіна, О.І.Дуваніна та ін.

В наш час створена велика кількість математичних моделей взаємодії океану і атмосфери різного рівня складності, які дозволяють достатньо достовірно відтворювати основні закономірності еволюції океанографічних полів. Накопичено значний досвід у використанні таких моделей для розробки морських гідрологічних прогнозів. В оперативній практиці на сьогоднішній день використовується ряд методів об'єктивного аналізу і прогнозу океанографічних та метеорологічних полів на глобусі й по великих регіонах Світового океану. Ця інформація передається в морські прогностичні організації для подальшого використання.

1.3.2 Взаємодія океану й атмосфери

Теорія взаємодії океану й атмосфери лежить в основі всіх методів морських гідрологічних прогнозів. Вона описує широкий спектр процесів, які відбуваються в океані та атмосфері. Схематично можна виділити три основних масштаби: мезо - масштабна взаємодія (від хвилин до декількох годин), середньо - масштабна взаємодія (так званий

синоптичний масштаб – від доби до двох тижнів) і велико-масштабна взаємодія (від місяця до декількох років). Відповідно до цього розробляються методи морських гідрологічних прогнозів різної завчасності. Короткострокові прогнози мають завчасність (проміжок часу між моментом складання прогнозу і моментом його дії) від декількох годин до 1-3 діб. Прогнози, які мають завчасність 5, 10 діб і місяць, мають назву малої завчасності. Довгострокові прогнози мають завчасність від 1 до 6 місяців, а над-довгострокові прогнози – від 6 місяців до декількох років. Якщо мати на увазі, що морська діяльність в основному зосереджена в поверхневому шарі океану та моря, головна увага приділяється вивченню і прогнозуванню мінливості гідрологічних характеристик цього шару[1,3,4].

Більшість гідрометеорологічних процесів (хвилювання і течії, коливання рівня моря, льодоутворення та ін.), які впливають на господарську та іншу діяльність людини в океанах і морях, відбувається в граничному шарі вода-повітря. Тому для морських гідрологічних прогнозів є важливим вивчення процесів взаємодії океану й атмосфери саме в цьому шарі. Напряга тертя, яка утворюється вітром на поверхні океану, зумовлює виникнення дрейфових течій і хвилювання. Обмін потоками тепла та вологи впливає на формування полів температури і солоності води.

В граничних шарах океану й атмосфери розподіл швидкості і густини, інтенсивність турбулентності та турбулентні потоки імпульсу, тепла і вологи не є незалежними величинами. Звичайно вони розраховуються за даними зовнішніх параметрів, якими можуть бути метеорологічні величини на верхній межі планетарного граничного шару атмосфери (швидкість вітру, температура, вологість та радіаційний баланс) і характеристики на нижній межі поверхневого граничного шару океану (швидкість геострофічної течії, температура і солоність води). Саме ці фактори, що формують граничні шари, визначають ту або іншу їх структуру, умови на поверхні поділу вода-повітря й внутрішні зв'язки між окремими величинами.

Зовнішні параметри двох граничних шарів в свою чергу визначаються в процесі взаємодії граничного шару океану з глибинними шарами та граничного шару атмосфери з вільною атмосферою. Ланками, що зв'язують ці шари між собою, є упорядковані вертикальні рухи, значно повільніші, ніж турбулентні пульсації. Час адаптації полів швидкості в граничних шарах атмосфери та океану набагато менший ніж його значення у вільній атмосфері, й тим паче в глибинних шарах океану.

Великомасштабна взаємодія океану й атмосфери пов'язана з процесами теплового і вологого обміну масштабу баричних формувань – циклонів та антициклонів. Внаслідок великої теплової інерції океану і великих просторових масштабів його впливу на атмосферу, характеристики температурного поля океану і теплообміну з атмосферою

ураховуються при розробці методів прогнозу температури поверхні океану, льодових умов та інших величин гідрологічного режиму океанів і морів.

1.3.3 Тепловий баланс

Мінливість в часі та просторі таких елементів режиму моря як температура води, льодоутворення і танення льоду є наслідком непостійності складових теплового балансу моря.

Рівняння теплового балансу має такий вигляд:

$$Q_c + Q_d + Q_v + Q_x + Q_r + Q_k + Q_{op} \pm Q_l \pm Q_{to} \pm Q_t - Q_{ef} - Q_{vi} - Q_a = \Delta Q, \quad (1.1)$$

де Q_c – поглинена сонячна радіація (пряма та розсіяна);

Q_d – кількість тепла, що надходить від морського дна;

Q_v – кількість тепла, що виділяється при дисипації кінетичної енергії;

Q_x – кількість тепла, що виділяється в результаті хімічних процесів;

Q_r – кількість тепла, що надходить з річковим стоком;

Q_k – кількість тепла, що виділяється при конденсації водяної пари;

Q_{op} – кількість тепла, що виділяється при опадах;

Q_l – кількість тепла при льодоутворенні й таненні льоду;

Q_{to} – контактний теплообмін;

Q_t – адвекція тепла течіями;

Q_{ef} – кількість тепла, що втрачається в результаті ефективного випромінювання;

Q_{vi} – кількість тепла в результаті випаровування;

Q_a – альbedo морської поверхні;

ΔQ – залишкова кількість тепла, що іде на локальні зміни температури води.

Внесок складових цього рівняння в зміни температури води неоднаковий. Наприклад, кількість тепла, що надходить від морського дна, виділяється при дисипації кінетичної енергії та в результаті хімічних процесів, набагато менша, в порівнянні з поглиненою сонячною радіацією, тому цими складовими звичайно нехтують. З усіх складових теплового балансу надійно визначаються лише ті, розрахунки яких ґрунтуються на даних стандартних судових спостережень за температурою води й повітря, швидкістю вітру й вологістю повітря.

Для розрахунків складових теплового балансу використовуються методи, розроблені в Головній Геофізичній обсерваторії [3].

Для розрахунку поглиненої сонячної радіації використовується формула

$$Q_c = (Q_c)^\circ \cdot (1 - a_N - bN^2) \cdot (1 - r), \quad (1.2)$$

де $(Q_c)^\circ$ - сумарна радіація при безхмарному небі, N – загальна хмарність в частках одиниці, r - альbedo морської поверхні, а й b – коефіцієнти, які враховують форму і висоту хмар.

Величина $(Q_c)^\circ$ залежить від висоти Сонця, широти місця і календарної дати, для її визначення використовують спеціальні таблиці.

Значення альbedo морської поверхні залежить від багатьох факторів – висоти Сонця, стану морської поверхні (хвилювання та ін.) і визначається за спеціальними таблицями. В тепловому балансі поверхні льоду альbedo відіграє велику роль, тому його вплив обов'язково враховується в льодових прогнозах.

Для розрахунку ефективного випромінювання використовується формула

$$Q_{\text{еф}} = (Q_{\text{еф}})^\circ \cdot (1 - C_1 \cdot N^2) + 4S\delta T_A^3 (T_w - T_A), \quad (1.3)$$

де $(Q_{\text{еф}})^\circ$ - ефективне випромінювання при безхмарному небі,

N – хмарність в частках одиниці,

C_1 - коефіцієнт,

S – поглинльна здатність морської води,

δ – стала Стефана -Больцмана,

T_w і T_A абсолютні значення температури води і повітря.

Для розрахунку випаровування використовується формула

$$Q_{\text{ви}} = A \cdot (E - e) \cdot V, \quad (1.4)$$

де E – пружність насичення водяної пари,

e – абсолютна вологість повітря,

V – швидкість вітру,

A – коефіцієнт, який набуває перемінного значення в залежності від висоти спостережень за швидкістю вітру та вологістю повітря.

Для розрахунку контактного теплообміну використовують формулу Ньютона

$$Q_{\text{т.о}} = B \cdot C_p \cdot (t_w - t_A) \cdot V, \quad (1.5)$$

де $(t_w - t_A)$ різниця температур води та повітря,

V – швидкість вітру,

B – коефіцієнт,

C_p теплоємність повітря.

Для розрахунку за цими формулами необхідні дані про температуру води й повітря, вологості повітря, швидкість вітру й хмарність неба. Ця інформація не завжди існує для відкритих районів Світового океану, тому розроблені спрощені методи, які дозволяють використовувати обмежену інформацію. В холодну пору року в середніх широтах втрати тепла морем переважають тепло, що надходить з атмосфери. В наукових дослідженнях було показано, що втрати тепла в результаті випаровування, контактного (турбулентного) теплообміну та ефективного випромінювання можна з

достатньою для практичних цілей точною розраховувати за різницею температур води і повітря, тому що кожна з перелічених складових тою або іншою мірою залежить від цієї величини. Загальний вигляд таких залежностей такий

$$Q_{\text{втрати}} = a \cdot (t_w - t_A) + b, \quad (1.6)$$

де $Q_{\text{втрати}}$ - сумарні втрати тепла,
 a і b - коефіцієнти, які залежать від місцевих умов.

Для розрахунку потоку тепла в будь-яку пору року і різних фізико-географічних умов використовується формула Тютнева

$$Q = (4,3 E + 26) \cdot (t_w - t_A) + 1,03 \cdot Q_c - 182, \quad (1.7)$$

де E - максимальна пружність водяної пари, яка розраховується за температурою повітря,

Q_c - поглинена сонячна радіація,

$(t_w - t_A)$ - різниця температур води та повітря.

Розмірність потоку тепла за цієї формулою - $\text{кал} \cdot \text{см}^{-2}$ за добу.

Перша складова формули ураховує процеси випарування і контактного теплообміну. Друга складова ураховує поглинену радіацію, а третя - приблизно характеризує середнє значення довгохвильової радіації, тобто ефективно випромінювання.

Зміни тепловмісту в діяльному шарі моря за рахунок течій Q_T (адвекція тепла течіями) можна визначити за швидкостями течій і градієнтами температури води

$$\partial Q_T / \partial t = u (\partial t / \partial x) + v (\partial t / \partial y) + w (\partial t / \partial z), \quad (1.8)$$

де u, v, w - складові швидкості течії по осях координат,

$\partial t / \partial x, \partial t / \partial y, \partial t / \partial z$ - градієнти температури води по осях координат.

Внаслідок відсутності масових даних спостережень за течіями, в морських гідрологічних прогнозах адвекція тепла течіями ураховується також опосередкованими способами - по полю атмосферного тиску.

1.3.4 Енергетичний баланс

Рівняння енергетичного балансу використовується в прогнозах морських хвиль. Вперше це рівняння було запропоновано В.М.Маккавєєвим [3], воно має вигляд

$$\partial E / \partial t - \partial (E V_x) / \partial x = M_v - E_D, \quad (1.9)$$

де E - кількість хвильової енергії на одиницю площі хвильової поверхні моря;

V - швидкість переносу хвильової енергії;

M_v - енергія, яка надходить до хвиль від вітру; E_D - енергія, яка втрачається на дисипацію,

t – час дії вітру,
 x – розгін вітру.

В це рівняння входять дві невідомі величини – висота і довжина хвилі. При виключенні однієї з невідомих величин, виходить диференціальне рівняння в частинних похідних відносно до висоти і довжини хвилі. Для їх визначення складається система з двох рівнянь, для другого рівняння використовується залежність між характеристиками хвиль. Таким чином, розв'язання рівняння енергетичного балансу дає залежності елементів хвиль від швидкості вітру, його тривалості та розгону.

Рівняння Маккавеева дозволяє розраховувати елементи головних хвиль, наприклад, 10%, 5%, або 1% забезпеченості. Але ж для багатьох практичних задач (наприклад, розрахунку хвильових навантажень на берегові споруди та ін..) необхідно знати розподіл хвильової енергії за частотами (або за періодами). Для вирішення таких задач рівняння балансу записується в спектральній формі

$$d S / d t = \partial S / \partial t + V \Delta S + k S / \partial k = G, \quad (1.10)$$

де $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ – просторово-часова функція спектральної щільності хвильового процесу, яка залежить від частоти ω , напряму розповсюдження θ спектральних складових, координат простору x та y , і часу t ;

V – вектор групової швидкості переносу спектральної енергії;

k – вектор хвильового числа;

$\Delta = \partial / \partial x$ та $\partial / \partial y$,

G – функція, яка характеризує локальну енергію хвиль, головним компонентом функції є передача енергії від вітру до поверхні моря,

$V \Delta S$ – вираз для адвективного переносу енергії хвиль при їх розповсюдженні,

$k S / \partial k$ – вираз для адвективного переносу енергії хвиль на мілководді з урахуванням рефракції.

На основі рівняння балансу енергії хвиль в спектральній формі розроблені численні моделі, які дозволяють визначити елементи хвиль в морі.

1.3.5 Водний баланс

В морях, з'єднаних з океанами рівень моря впродовж тривалого часу залишається незмінним, це свідчить про те, що море втрачає внаслідок випаровування стільки ж води, скільки отримує у вигляді рідких і твердих опадів, тобто зберігається баланс води.

Повний водний баланс моря можна записати у вигляді

$$W_P - W_{\text{ВИП}} + W_{\text{ОП}} \pm W_{\text{ВП}} \pm W_{\text{ВД}} + W_K = 0, \quad (1.11)$$

де W_P - річковий стік; $W_{\text{ВИП}}$ - випаровування з поверхні моря; $W_{\text{ОП}}$ - опади на поверхню моря; $W_{\text{ВП}}$ - водообмін через протоки з океаном; $W_{\text{ВД}}$ - водообмін з дном океану; W_K - опади внаслідок конденсації водяної пари.

Для замкнених морів (наприклад, Каспійське) права частина рівняння не дорівнює нулю, а має деяке значення, величина якого характеризує мінливість рівня моря.

Визначення точних значень всіх складових водного балансу – задача достатньо складна. Це зумовлено, з одного боку, відсутністю у відкритому морі необхідних даних спостережень для розрахунку складових водного балансу, з іншого боку, - впливом антропогенних факторів, точне урахування яких практично неможливе.

1.3.6 Сольовий баланс

Розрахунки змін солоності морської води в умовах вилучення частки річкового стоку, перетворення затоки в самостійне водоймище та ін., можна зробити на основі рівняння сольового балансу.

В стаціонарному випадку рівняння має вигляд

$$G_1 + G_2 + G_3 + G_4 - G_5 - G_6 - G_7 - G_8 - G_9 = 0, \quad (1.12)$$

де складові зі знаком „+” показують находження солі за рахунок G_1 - з річковими водами, G_2 - в результаті обміну з сусідніми морями, G_3 - з ґрунтовими водами, G_4 - з атмосфери; складові зі знаком „-”, показують втрати солі в результаті G_5 - обміну з сусідніми морями, G_6 - в результаті випадіння на дно, G_7 - в результаті інфільтрації води до ґрунту, G_8 - в результаті винесення в атмосферу, G_9 - втрати солі у відокремлені лимани та затоки.

Звичайно, втрати солі при інфільтрації води до ґрунту, випадінні на дно, а також находження солі з ґрунтовими водами та з атмосфери відіграють значно меншу роль в порівнянні з основними складовими, тому рівняння спрощується.

Для стаціонарних умов нерівність правої частини рівняння нулю служить критерієм достовірності розрахунків. Це рівняння використовується лише для розрахунків середніх багаторічних характеристик солоності води. Але ж в умовах зрегульованого стоку річок в рівнянні між правою та лівою частинами існує нерівність.

В загальному вигляді рівняння сольового балансу для нестаціонарних умов має вигляд

$$G_1 + G_2 + G_3 + G_4 - G_5 - G_6 - G_7 - G_8 - G_9 = V \cdot \Delta S \cdot \rho, (1.13)$$

де V – об'єм вод моря, ΔS – зміни середнього багаторічного значення солоності вод моря, ρ – густина морської води.

1.3.7 Космо-геліо-геофізичні фактори

Урахування космо-геліо-геофізичних факторів виконується, як правило, при розробці довгострокових прогнозів погоди і стану поверхні морів та океанів. Незважаючи на те, що в цьому напрямі виконана велика кількість досліджень, значного прогресу не відзначено. Головна причина повільного прогресу в цьому напрямі полягає в значній складності та багатфакторності впливу космо-геліо-геофізичних факторів на процеси в атмосфері та океані.

В той же час, відомі цикли в атмосфері, пов'язані з циклами сонячної та геомагнітної активності, і цикли, зумовлені коливаннями земної осі. Ці цикли можна використовувати в довгострокових прогнозах погоди і стану поверхні моря. Наприклад, в багаторічних коливаннях рівня Каспійського моря виявлені коливання, зумовлені 11-річними та 22-річними циклами сонячної активності.

2. Системи спостереження в Світовому океані

Основою морського гідрометеорологічного обслуговування є данні спостережень наземного та космічного базування. Їх повнота та якість визначають рівень розуміння процесів, які відбуваються в океані та атмосфері, а також роль, які вони грають в формуванні погоди та клімату. В часті розвитку систем спостережень можна відмітити дві основні тенденції [1]:

- автоматизація традиційних контактних засобів вимірювання параметрів морського середовища;
- втілення нових засобів дистанційного вимірювання параметрів морського середовища наземного та космічного базування.

Дані, які використовуються в 3-х основних аспектах:

- для оперативної підготовки діагностичних та прогностичних матеріалів, які необхідні для гідрометеорологічного обслуговування морської діяльності;
- для виконання наукових досліджень в галузі розробки та верифікації моделей, методів та технологій розрахунку та прогнозу основних параметрів морського природного середовища;

- для отримання необхідних розрахункових параметрів, які використовуються в проектуванні суден, різних гідротехнічних споруд, портів, платформ та інші.

Морська мережа спостережень складається з системи рухомих та нерухомих платформ, які включають:

- прибережні, острівні та гирлові станції та пости;
- науково-дослідні судна;
- судна добровольчих спостережень;
- морські стаціонарні та дрейфуючі буї;
- супутники та літаки.

Основні системи спостережень в Світовому океані можна умовно поділити на три категорії:

- **глобальні:** покривають увесь океан (альтиметрія , буї АРГО); параметри: температура поверхні океану, профілі температури та солоності, рівень океану, течії; часові масштаби – від одного дня до одного місяця;
- **регіональні:** для моніторингу окремих явищ (буї ТАО / TRITON / PIRATA для виявлення Ель-Ніньо , арктичні буї для моніторингу льоду та інші.); комбінування супутникових, судових та метеорологічних вимірювань для окремих регіонів; часові масштаби – від годин до днів;
- **прибережні:** моніторинг якості води, моніторинг вітру, хвиль, припливів в портах, радарна інформація для моніторингу течій та хвилювання на відстанях від 10 до 100 миль.

2.1 Прибережні, острівні та гирлові гідрометеорологічні станції

Морські гідрометеорологічні станції в прибережній зоні та гирлові станції виконують чотири рази на добу комплекс стандартних метеорологічних та морських гідрометеорологічних спостережень за рівнем моря, температурою, хімічним складом води, хвилюванням, складом льоду, швидкістю течій, розходом води та наносів та інші., а також експедиційні та рейдові спостереження по акваторіям морів або океанів.

2.2 Спостереження добровольчих суден

Регулярні спостереження с суден є дуже важливими для оперативної метеорології та океанографії. Таки спостереження проводяться членами екіпажу судна, які діють в якості добровольчих спостерігачів. Спостереження добровольчих суден вносять великий внесок в глобальну систему спостережень Всесвітньої служби погоди.

Вони є головним джерелом отримання морської метеорологічної інформації з простору морів та океанів.

2.3 Системи буйкових спостережень

Якірні та дрейфуючі буйкові станції виконують функції автоматичних джерел регулярної оперативної гідрометеорологічної інформації з акваторій морів та океанів.

Більшість дрейфуючих буйів обладнані датчиками для вимірювання атмосферного тиску, температури повітря та води поверхні моря. Якірні буї додатково вимірюють вітер та температуру під поверхневого шару води.

Буї, що спливають до поверхні виконують вимірювання температури та солоності на різних горизонтах, а також елементи циркуляції поверхневих та глибинних вод (міжнародний проект АРГО). Буї АРГО вільно рухаються на деякій глибині продовж приблизно двох тижнів. Періодично буй спливає до поверхні моря та передає через супутникові системи в берегові центри інформацію про температуру та солоність води, яка записана під час спливання буя. На поверхні моря буй дрейфує продовж 1-2 днів, при цьому координати його визначаються супутниковою системою з дискретністю декілька годин. Таким чином визначаються компоненти течій на поверхні та глибині дрейфу.

2.4 Експедиційні спостереження

Експедиційні спостереження проводяться спеціально сконструйованими та обладнаними науково-дослідними суднами складом кваліфікованих співробітників. Морські експедиційні спостереження виконуються на основі програми та включають метеорологічні, аерологічні, гідрометеорологічні, океанографічні, гідрохімічні, радіохімічні, біологічні та інші види.

Оперативна інформація передається в центри збору. Після закінчення експедиції виконується звіт. Матеріали експедиційних спостережень є важливим елементом морської мережі спостережень та виконуються при розробки методів морських гідрологічних прогнозів.

2.5 Супутникові спостереження

Для отримання інформації про стан морського середовища та атмосфери використовуються космічні системи дистанційного зондування: супутникова система NOAA, метеорологічна система METEOSAT та інші. Найбільш важливими видами супутникової інформації є:

- альтиметрія – необхідна для визначення поверхневих течій у відкритому океані та їх мезо- масштабної мінливості;
- термічна радіометрія – дозволяє з високою точністю визначити поле температури поверхні океану, включаючи океанські фронти та вихорі;
- видима спектрометрія – на основі вимірювання кольору океану дозволяє отримати данні про хлорофіл для використання в морських біогеохімічних моделях.

Широко використовуються також супутникові радіолокаційні знімки. Таки знімки дають інформацію про стан морської поверхні незалежно від освітленості, тобто в будь який час доби та в будь яку погоду. Це має особливе значення для отримання інформації про стан льодового покриву заданій території, а також для вирішення безперервного моніторингу досліджуваного району [1].

3.Обробка та аналіз інформації з метою побудови прогностичних залежностей.

3.1 Парна та множинна кореляція. Рівняння лінійної регресії

Розробка методу прогнозу океанологічного явища починається перш за все з аналізу фізичних закономірностей мінливості явища, з пошуку факторів, які впливають на його мінливість в просторі та в часі, а також з виявлення з усіх факторів тих, що є найбільш впливовими – тобто інформативними.

Наступним етапом є вибір найбільш адекватного математичного апарату, який дозволяє підійти до розв'язання задачі, тобто до створення надійного методу прогнозу.

В морських гідрологічних прогнозах використовуються як гідродинамічні, так і стохастичні моделі.

В гідродинамічних моделях процеси мінливості фізичних величин в часі описуються рівняннями гідротермодинаміки.

Стохастичні моделі базуються на тому, що мінливість фізичних величин відбувається випадково. Для таких процесів існують об'єктивні статистичні закони, які дозволяють виявити закономірності мінливості, а також встановити прогностичні залежності.

Стохастична залежність між двома випадковими величинами - це залежність, коли одна з величин реагує на зміну другої зміною свого закону розподілу; окремим випадком стохастичної залежності є кореляційна залежність між величинами x та y [6].

Дослідження залежності вирішує дві задачі:

- 1) установлює вид залежності або регресії;
- 2) визначає тісноту залежності.

В гідрометеорології існують такі види залежностей:

- а) лінійна – $y = ax + b$ - рівняння лінійної регресії;
 б) степенева – $y = ax^b$;
 в) експоненціальна – $y = ae^{bx}$;
 г) квадратична – $y = ax^2 + bx + c$, та інші.

Найбільш поширений та простіший вид залежності – лінійний.

Треба пам'ятати, що визначення рівняння лінійної регресії має сенс, якщо воно відображає фізичну залежність між величинами, кореляційна залежність між ними достатньо висока, а коефіцієнт рівняння регресії є статистично значущим.

Мірою оцінки тісноти залежності у випадку лінійної регресії є коефіцієнт кореляції, який розраховується за формулою

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta x \cdot \Delta y}{\delta_x \cdot \delta_y \cdot n}, \quad (3.1)$$

де:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n}, \quad \bar{y} = \frac{\sum y_i}{n}, \quad \Delta x = x_i - \bar{x}, \quad \Delta y = y_i - \bar{y},$$

$$\delta_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}}, \quad \delta_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}},$$

n- довжина ряду.

Імовірне відхилення коефіцієнта кореляції

$$E_r = \pm 0,67 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}. \quad (3.2)$$

Коефіцієнт кореляції r_{xy} змінюється в межах $-1 \leq r_{xy} \leq 1$. Чим менше r_{xy} за абсолютним значенням тим менша залежність між величинами двох рядів, $|r|=1$ свідчить про функціональну залежність.

Статистична залежність вважається достатньо надійною, якщо коефіцієнт кореляції є великим, тобто ($|r| \geq 0,80$), та крім цього, якщо він не менше чим в 6-10 разів перевищує своє імовірне відхилення E_r ,

тобто $\frac{r}{E_r} > 6 \div 10$.

Якщо ці умови виконуються, можна знайти рівняння парної регресії

$$y - \bar{y} = r_{xy} \frac{\delta y}{\delta x} (x - \bar{x}). \quad (3.3)$$

Ступінь надійної залежності визначається порівнянням фактичного значення з тим, що обчислюється за рівнянням регресії.

Різниця між ними є помилкою розрахунків. В практиці прогнозів вважається, що помилка є допустимою, якщо вона не перевищує 1/5 амплітуди чи $0,674\sigma$.

Рівняння вважається надійним, якщо кількість великих помилок (більш, ніж $0,674\sigma$) не перевищує 20% від загальної кількості розрахунків. Якщо це не виконується, необхідно врахувати крім x також інший інформативний фактор Z і знайти рівняння множинної регресії виду

$$Y = ax + bz + c. \quad (3.4)$$

Для визначення рівняння множинної регресії у вигляді $y = ax + bz + c$ необхідно виконати такі розрахунки:

а) визначити середні значення y , x , z за формулами

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}, \quad \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}, \quad \bar{z} = \frac{\sum_{i=1}^n z_i}{n}, \quad (3.5)$$

де n - довжина ряду,

б) визначити середні квадратичні відхилення

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n}}, \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad \sigma_z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2}{n}} \quad (3.6)$$

в) знайти частинні коефіцієнти кореляції між рядами x , y , z , тобто r_{yx} , r_{yz} , r_{xz} за формулами

$$r_{yx} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (x_i - \bar{x})}{\sigma_y \cdot \sigma_x \cdot n}, \quad (3.7)$$

$$r_{yz} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (z_i - \bar{z})}{\sigma_y \cdot \sigma_z \cdot n}, \quad (3.8)$$

$$r_{xz} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (z_i - \bar{z})}{\sigma_x \cdot \sigma_z \cdot n}, \quad (3.9)$$

г) знайти імовірні відхилення для кожного з частинних коефіцієнтів кореляції

$$E_r = \pm 0,67 \frac{1-r}{\sqrt{n}}, \quad (3.10)$$

д) перевірити, якщо коефіцієнти кореляції перевищують своє імовірне відхилення, тобто виконання умов

$$\frac{r}{E_r} > 6,$$

е) в разі виконання попередньої умови, знайти рівняння множинної регресії у вигляді

$$y - \bar{y} = a(x - \bar{x}) + b(z - \bar{z}), \quad (3.11)$$

де

$$a = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \cdot \frac{r_{yx} - r_{xz} \cdot r_{yz}}{1 - r_{xz}^2}, \quad (3.12)$$

$$b = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \cdot \frac{r_{yz} - r_{xz} \cdot r_{yx}}{1 - r_{xz}^2} \quad (3.13)$$

Якщо відкрити дужки та перенести в праву частину постійні члени, з'явиться член с, а рівняння матиме вигляд

$$Y = ax + bz + c.$$

Множинний коефіцієнт кореляції, який показує тісноту залежності між рядами у, х та z, розраховується за формулою

$$R_{yxz} = \sqrt{\frac{r_{yx}^2 + r_{yz}^2 - 2r_{yx} \cdot r_{yz} \cdot r_{xz}}{1 - r_{xz}^2}}. \quad (3.14)$$

ж) знайти У за рівнянням регресії, підставляючи значення х та z, та порівняти його з фактичним значенням У.

Помилку розрахунків (за модулями) порівняти з середнім квадратичним відхиленням σ та визначити забезпеченість рівняння в %.

Якщо і це рівняння не забезпечує достатньо тісної залежності між змінними величинами, можна розглянути залежність з більшою кількістю інформативних факторів, тобто знайти рівняння

$$u = ax + by + cz + d.$$

Алгоритм обчислювання такого рівняння потребує дуже копіткої роботи, тому це робиться, як правило, за допомогою обчислювальної техніки.

Але треба пам'ятати, що відбір інформативних факторів повинен відображати фізичну сутність залежності між окремими перемінними та прогностичними явищем, а крім того, фактори, які найбільш впливають, повинні бути незалежними між собою.

Найбільш простий спосіб прогнозу базується на використанні середньої арифметичної величини. Якщо будь-яка величина має нормальний закон розподілу, і відомо, що розвиток гідрометеорологічного процесу є близьким до норми, то можна допустити, що в наступний період часу очікуване явище також буде близьким до норми, тобто близьким до кліматичного середнього значення. Таки прогнози мають назву **кліматичних прогнозів**. Надійність їх невелика, не перевищує 50%- 60%.

Якщо явище, що спостерігається в момент складання прогнозу, очікується незмінним і в майбутньому, то такі прогнози мають назву **інерційних**, надійність інерційних прогнозів дещо вища від кліматичних, і в деяких випадках ці прогнози мають достатньо високу забезпеченість. Слід відмітити, що кліматичні та інерційні прогнози рідко використовуються в практиці прогнозування самостійно. Але ж їх розглядають як еталони, тобто результати прогнозування статистичними або гідродинамічними методами порівнюють з результатами прогнозів кліматичним та інерційним засобом. Якщо результати порівняння показують переваження забезпеченості методичних прогнозів, це свідчить про ефективність прогнозу (у відсотках виправданості). Забезпеченість прогнозів кліматичним методом має назву **природної забезпеченості**.

Завчасність морських гідрологічних прогнозів – проміжок часу від моменту складання прогнозу до моменту його дії. Згідно з цим **короткострокові прогнози мають завчасність 1-3 доби**. П'ятиденні, декадні та місячні прогнози мають назву **прогнозів малої завчасності**. Прогнози із завчасністю від одного до шести місяців є довгостроковими, а прогнози, які складаються із завчасністю від шести місяців до декількох років – **над-дострокові прогнози**.

4. Основні показники атмосферних процесів, які використовуються в морських прогнозах

Важливим принципом прогнозування морських гідрологічних явищ є урахування взаємодії атмосфери та океану. Сутність взаємодії полягає в тому, що метеорологічні умови впливають на явища в морях та океанах. Наприклад, теплові та динамічні процеси атмосфери впливають на термічний та льодовий режим поверхні моря. Динамічний вплив атмосфери виявляється в дрейфових течіях, хвилюванні моря, коливаннях рівня.

З точки зору морських гідрологічних прогнозів необхідно встановити залежність між мінливістю атмосферної циркуляції та основними характеристиками режиму моря. Проте перш за все потрібно визначити способи урахування мінливості атмосферної циркуляції. Як показники атмосферної циркуляції в морських прогнозах використовують деякі шаблони розподілу атмосферного тиску або деякі індекси циркуляції, наприклад, Белінського, Каца та ін. В деяких випадках в якості показника атмосферного процесу розглядаються градієнти атмосферного тиску на обраних напрямках.

Але найчастіше поля атмосферного тиску представляються аналітично у вигляді розкладу в **ряд поліномів Чебишова**, або в **ряд природних ортогональних складових**[3,4,5].

Розглянемо метод розкладання в **ряд поліномів Чебишова** функції від одної змінної (наприклад, крива вертикального розподілу температури води)

$$f(x) = A_0 \cdot (\varphi_0) + A_1 \cdot (\varphi_1) + A_2 \cdot (\varphi_2) + \dots + A_i \cdot (\varphi_i), \quad (4.1)$$

де A_i – коефіцієнт розкладання, φ_i – поліноми, які представляють собою параболи різного порядку ($i = 1, 2 \dots n$), $\varphi_0 = 1$, а всі інші φ_i можна знайти в спеціальних математичних таблицях - числа Чебишова, значення яких залежать лише від кількості точок ($x=n$), в яких задається функція $f(x)$.

Характеристиками вихідної функції $f(x)$ служать коефіцієнти ряду, які обчислюються за формулою

$$A_i = \sum f(x) \cdot \varphi_i(x) / \sum \varphi_i^2(x). \quad (4.2)$$

Коефіцієнти розкладання показують внесок кожної параболи в реальний розподіл функції $f(x)$. Перший член ряду $A_0 \cdot (\varphi_0)$ представляє собою середньо арифметичне значення $f(x)$, другий член

ряду – $A_1 \cdot (\varphi_1)$ – пряму лінію, всі інші члени ряду - параболі i -го порядку.

Абсолютно точна апроксимація ряду досягається, якщо кількість членів ряду дорівнює кількості точок завдання функції $f(x)$ - n .

Слід відмітити, що значення коефіцієнтів з порядком розкладання не обов'язково убивають, тому не можна заздалегідь визначити, скільки членів ряду необхідно ураховувати. Тому після розрахунків коефіцієнтів виконується відновлення кривих за формулою (4.1), та оцінка помилки відновлення.

Практика розкладання кривих розподілу температури води в ряд Чебишова показує, що з достатньою для практичних цілей точністю (невелика помилка апроксимації) можна ураховувати не всі члени ряду, а значно менше (приблизно половину). Таким чином, цей метод можна розглядати як метод стискання інформації.

З точки зору морських прогнозів використання цього методу полягає в тому, що часова мінливість кривих розподілу океанологічних елементів відображається часовою мінливістю коефіцієнтів розкладання. Таким чином, для прогнозу кривих розподілу необхідно обробляти коефіцієнти розкладання, та знаходити засіб їх прогнозу, після чого можна відновити криві за формулою (4.1).

Для розкладання функції від двох змінних (наприклад, поля атмосферного тиску) використовується формула

$$P(x,y) = A_{00} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_0(y) + A_{10} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_0(y) + A_{01} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_1(y) + A_{11} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_1(y) + \dots + A_{ij} \cdot \varphi_i(x) \cdot \Psi_j(y), \quad (4.3)$$

де $\varphi_i(x)$ та $\Psi_j(y)$ – поліноми Чебишова по осях X та Y , A_{ij} – коефіцієнти розкладу, які обчислюються за формулою

$$A_{ij} = \frac{\sum \sum P(x,y) \cdot \varphi_i(x) \cdot \Psi_j(y)}{\sum \varphi_i^2(x) \cdot \sum \Psi_j^2(y)}. \quad (4.4)$$

Окремі члени ряду Чебишова, як правило перші, відповідають певним елементарним полям – геометричним шаблонам, та їм можна дати фізичне тлумачення. Наприклад, якщо поле атмосферного тиску представити в ряд Чебишова, тоді член ряду $A_{00} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_0(y)$ відображає середнє значення атмосферного тиску для заданого району. Якщо вісь X направлено вздовж паралелі, а вісь Y - вздовж меридіану, член ряду $A_{10} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_0(y)$ відображає меридіональний перенос повітря – з півдня на північ, якщо A_{10} набуває позитивного значення, та з півночі на південь, якщо A_{10} набуває негативного значення. Члену ряду $A_{01} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_1(y)$ відповідає зональний перенос повітря – вздовж паралелі, з заходу на схід при позитивному значенні коефіцієнту, та зі сходу на захід при негативному. Член ряду

$A_{11} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_1(y)$ відображає сходження та розходження потоків повітря, а члені ряду більш високого порядку відображають геометричні шаблони з замкненими ізолініями, що можна тлумачити як циклони та антициклони.

В залежності від поставленої задачі для кількісного представлення полів розподілу гідрометеорологічних елементів потрібно урахувати різну кількість членів ряду: чим більше просторова мінливість, тим більша кількість ряду потрібна для апроксимації поля. Якщо потрібно характеризувати лише загальні риси досліджуваного поля, можна обмежитися невеликою кількістю членів ряду. З точки зору морських прогнозів використання цього методу полягає в тому, що часова мінливість полів відображається часовою мінливістю коефіцієнтів розкладання, тому їх можна розглядати в якості показників атмосферних процесів і використовувати в статистичних моделях прогнозу.

Таким чином, метод розкладання рядів та полів гідрометеорологічних елементів в ряд Чебишова є доволі простим та зручним засобом, але ж він має певні недоліки. Перш за все, поліноми Чебишова та геометричні шаблони на їх основі є формальними кривими або геометричними шаблонами, які не завжди мають фізичне тлумачення, та невідома заздалегідь кількість членів ряду для задовільної апроксимації. По друге, якщо розглядаються криві розподілу, або поля океанологічного елементу, відстані між точками завдання їх значень повинні бути однаковими, що на практиці не завжди виконується.

Ці недоліки обумовили необхідність використання більш точного та об'єктивного методу аналітичного представлення гідрометеорологічної інформації, який має назву **метода головних компонент, або метода природних ортогональних складових [4]**.

Суть метода полягає в тому, що природні ортогональні складові вишукуються з сукупності реальних кривих або полів розподілу океанологічного елементу, тому вони не є формальними як поліноми Чебишова, а відображають мінливість цих елементів, тобто для кожного елемента природні ортогональні складові є своїми. Це дозволяє використовувати значно менше членів ряду для апроксимації в порівнянні з поліномами Чебишова, самі члени ряду розташовуються в порядку убуття та можна оцінити у відсотках внесок кожного члену ряду. Це є особливо важливим, коли в ряд представляється прогностичний елемент та від точності апроксимації залежить точність прогнозу. Переваженням методу головних компонент також є те, що форма області завдання досліджуваного елементу може бути довільною, а відстані між вузлами неоднаковими.

Функція $F(x)$, представлена в ряд ортогональних складових, має вигляд

$$F(x) = B_0 + B_1 \cdot X_1(x) + B_2 \cdot X_2(x) + B_3 \cdot X_3(x) + \dots + B_i \cdot X_i(x), \quad (4.5)$$

де B_i - коефіцієнт розкладання,

$X_i(x)$ – природні ортогональні складові,

x – нумерація точок, в яких завдано крива або поле розподілу океанологічного елемента.

Для обчислення природних ортогональних складових $X(x)$ вирішується задача, відома в математиці, як задача по вишукуванню власних чисел та власних векторів. При цьому тривалість ряду досліджуваного елемента, для якого вишукуються природні ортогональні складові повинна бути доволі великою, та відображати всю сукупність мінливості цього елемента. Рішення задачі виконується за допомогою математичних програм.

Коефіцієнти розкладання знаходяться за формулою

$$B_i = \sum F(x) \cdot X_i(x) / \sum X_i^2(x). \quad (4.6)$$

Ураховуючи те, що для власних векторів $\sum X_i^2(x) = 1$ для всіх порядків, крім нульового, формула (4.6) спрощується та має вигляд

$$B_i = \sum F(x) \cdot X_i(x). \quad (4.7)$$

Коефіцієнт B_0 розраховується за формулою

$$B_0 = \sum F(x) / n, \quad (4.8)$$

де n – кількість точок завдання функції $F(x)$.

Для оцінки точності розкладання використовується показник сходження R^2 , який змінюється від 0 до 1 (або від 0% до 100%). Таким чином, можна за значенням R^2 визначити точність розкладання з урахуванням різної кількості членів ряду.

Розкладання в ряд природних ортогональних складових в морських прогнозах використовується для аналітичного представлення полів розподілу атмосферного тиску, температури повітря та води поверхневого шару моря та океану, хмарності, потоків тепла через поверхню моря та океану, полів висот хвиль, рівня моря, швидкостей течій, кривих розподілу температури води по вертикалі, крайки льоду, льодовитості морів та інших гідрометеорологічних характеристик.

Якщо розподіл прогностичної характеристики представлено у вигляді ряду, то задача прогнозу зводиться до прогнозу коефіцієнтів

ряду. Потім за формулами (4.1), (4.3) або (4.5) відновляється значення цієї характеристики в кожній точці кривій або поля.

Розкладання в ряди Чебишова або природних ортогональних складових зручно використовувати як для просторової, так й часової мінливості гідрометеорологічних характеристик.

Приклади цього розкладання будуть представлені в розділах, які розглядають методи прогнозу океанологічних характеристик.

В деяких випадках як показники атмосферної циркуляції використовують градієнти тиску на ефективних напрямках.

5. Оцінка якості методу та виправданості прогнозів

Прогнози, в тому числі й прогнози морських гідрологічних явищ, не бувають абсолютно точними. Вони дають характеристики очікуваного явища з деякою імовірністю. В цих прогнозах стверджується лише те, що прогностична величина буде з такою то імовірністю знаходитися в такому то інтервалі значень. Чим менше цей інтервал, або чим вище імовірність прогностичного явища, тим більш надійним є прогноз. Надійність прогнозу визначається якістю та ефективністю методу. Тому, перш ніж вирішувати питання про доцільність використання того або іншого методу в оперативній практиці, необхідно оцінити його якість [3].

Перевірка точності методу та справджуваності прогнозів полягає в співставленні значень Z_f , що спостерігаються, з розрахунковими значеннями прогностичного елемента Z_p . Похибка розрахунку Δ визначається як різниця між ними

$$\Delta = Z_f - Z_p \quad (5.1)$$

Одним з критеріїв точності методу прогнозу є не перевищення значення Δ допустимої похибки, яка визначається на основі статистичного аналізу часової мінливості прогностичного елемента.

Якщо похибка розрахунку, або прогнозу не перевищує граничне допустиме значення, то вважається, що прогноз справдився. В практиці морських прогнозів за **допустиму помилку** приймаються такі величини:

для короткострокових прогнозів величина $\Delta_{гр} = \pm 0,674 \sigma$,

для довгострокових прогнозів величина $\Delta_{гр} = \sigma$,

де σ – середньо квадратичне відхилення від середнього значення, яке розраховується за формулою

$$\sigma = \sqrt{\sum (Z_f - Z_{серед.})^2 / (n-1)}, \quad (5.2)$$

де n – кількість членів ряду.

Іншим критерієм точності метода та застосування його на практиці служить відношення S / σ , де S – середньо квадратична помилка прогнозів, яка розраховується за формулою

$$S = \sqrt{\sum (Z_f - Z_p)^2 / (n - m)}, \quad (5.3)$$

де m – число степенів вільності, яке дорівнює кількості постійних величин в рівнянні регресії. Відношення S / σ показує вираш, який дає метод в порівнянні з інерційним або кліматичним прогнозом. Чим менш відношення S / σ , тим більш надійним є метод. Для функціональної залежності $S / \sigma = 0$, при $S / \sigma = 1$ варіація функції не залежить від варіації аргументу, й, отже, залежність між перемінними відсутня.

Для короткострокових прогнозів при різних значеннях довжини ряду n допустимі помилки є такими

$$\begin{aligned} S / \sigma &\leq 0,57, \text{ при } n \leq 15; \\ S / \sigma &\leq 0,62, \text{ при } 15 < n \leq 25; \\ S / \sigma &\leq 0,67, \text{ при } n > 25. \end{aligned} \quad (5.4)$$

Для довгострокових та над-довгострокових прогнозів допустимі похибки є такими

$$\begin{aligned} S / \sigma &\leq 0,70, \text{ при } n \leq 15; \\ S / \sigma &\leq 0,75, \text{ при } 15 < n \leq 25; \\ S / \sigma &\leq 0,80, \text{ при } n > 25. \end{aligned} \quad (5.5)$$

Третім критерієм застосування метода є співвідношення між забезпеченістю метода та природною, або інерційною забезпеченістю. Якщо забезпеченість метода є близькою до природної, або інерційної забезпеченості, застосування метода в практиці недоцільно. Якщо забезпеченість метода при допустимій похибці $\Delta = \pm 0,674\sigma$ дорівнює 68% або більше, та перевищує забезпеченість прогнозу інерційним або кліматичним засобом, такий метод може бути застосованим в практиці.

В залежності від кількості похибок прогнозу, методи можна розділити на такі групи:

Якщо кількість великих помилок не перевищує 5% від загальної кількості складених прогнозів, то метод прогнозу вважається «**відмінним**», і його забезпеченість дорівнює 95%.

Якщо кількість великих помилок знаходиться в межах від 6% до 10% від загальної кількості прогнозів, то метод вважається «**добрим**».

Якщо кількість великих помилок складає від 10% до 20% - метод «**задовільний**».

Якщо кількість великих помилок перевищує 20% - метод **«незадовільний»**.

Методи прогнозу від його розробки до застосування проходять два етапи випробувань. Перший етап – це так звані авторські випробування, коли точність методу оцінюється на тому ж ряду спостережень, що використовувався для розробки методу. Це має назву – перевірка методу на залежному ряді. Для оцінки сталості прогностичних рівнянь в часі виконуються перевірочні прогнози на незалежному ряді спостережень, який не був використаним при розробки методу. Якщо оцінки перевірочних прогнозів на залежному та незалежному рядах спостережень задовольняють вимогам точності, метод проходить другий етап випробувань – так звані оперативні випробування на сучасних вихідних даних спостережень.

6. Основи методів короткострокових морських прогнозів

6.1 Короткострокова мінливість океанологічних елементів

Прогнози з завчасністю від декількох годин до 3 діб відносяться до **короткострокових**, а з завчасністю від 3 до 15 діб – до **прогнозів малої завчасності**. Але ж короткострокові прогнози та прогнози малої завчасності розробляються на однакових методологічних принципах, тому в даному розділі будуть розглядатися як короткострокові морські прогнози.

В підході до рішення задачі короткострокового та довгострокового прогнозу існує відмінність, яка обумовлена особливостями процесів, які протікають в різних по тривалості проміжках часу.

Спектр періодів коливань метеорологічних та гідрологічних елементів ділиться на декілька інтервалів з урахуванням причин, які зумовлюють максимум енергії в кожному з них. В короткострокових прогнозах розглядаються в основному коливання синоптичного масштабу.

Рішення задачі прогнозу можливо виконувати **двома засобами – гідродинамічним або фізико-статистичним**.

Гідродинамічні методи прогнозу основані на рішенні рівнянь термодинаміки, які записуються в формі Лагранжа або Ейлера.

Апарат розрахунку – спрощені аналітичні рішення, або чисельні рішення диференціальних рівнянь.

При вирішенні задач гідродинамічного прогнозу доводиться стикатися з трьома основними труднощами:

По-перше – рівняння руху відносяться до типу нелінійних рівнянь, до яких доводиться застосовувати складну та трудомістку методику чисельного моделювання;

По-друге - початкові та граничні умови задачі ніколи не можна знати з достатньою точністю та необхідними подробицями для отримання адекватного рішення;

По третє – при виборі алгоритму рішення та його програмній реалізації потрібно враховувати особливості та можливості електронній обчислюваної машини, яка є в наявності у розробника.

Моделі з більш розвинутою фізичною постановкою та більш досконалим математичним описанням урахованих факторів забезпечують отримання більш точного прогнозу в порівнянні зі спрощеними моделями. В той же час ці моделі пред'являють й більш високі вимоги до якості та повноти вихідній інформації, а також до продуктивності електронній обчислюваної машини.

Якщо ці вимоги не виконуються, то перевага в точності прогнозу за рахунок застосування більш досконалих моделей не досягається.

Ці обставини потрібно враховувати при розробки прогностичних моделей. Загальний підхід до сумісного використання гідродинамічних моделей океану та атмосфери може скласти методичну основу подальшого розвитку прогностичного комплексу в цілому.

В основі другого, більш старого, **фізико-статистичного** підходу лежать емпіричні рівняння, які характеризують синхронні або асинхронні залежності між прогностичним явищем та тими чи іншими характеристиками метеорологічних та океанографічних полів, які взяті в момент складання прогнозу, або в попередні моменти часу.

При розробки емпіричних методів прогнозу звичайно будуються фізичні гіпотези, які потім перевіряються на основі застосування апарату математичній статистики. При цьому ряди вихідних даних, які використовуються для розробки прогностичного методу повинні відповідати певним умовам: тривалість ряду повинна бути не менш як 100 значень для короткострокових прогнозів, та не менш як 30 значень – для довгострокових, повинен виконуватись нормальний закон розподілу, процеси повинні бути стаціонарними, а незалежні переміні не повинні бути статистично залежними між собою. Як відомо, дані, які характеризують океанографічні та метеорологічні процеси, цим умовам в повній мірі не відповідають, тому в практики застосування **фізико-статистичного** підходу робиться припущення при близьке виконання цих умов. Не стаціонарність процесів потребує час від часу перерахування прогностичних залежностей, а іноді ураховання таких характеристик метеорологічних та океанографічних полів які не враховувались в попередніх схемах.

Використання простих емпіричних методів прогнозу дає в цілому задовільні результати для забезпечення широкого кола споживачів морської прогностичної продукції. Але ж точність прогнозів можна поліпшити, якщо залучати до цього новітні досягнення з математичного моделювання гідродинамічних процесів в океані.

З описаних вище двох напрямів розвитку морських гідрологічних прогнозів найбільш перспективними є гідродинамічні методи, хоча в практики оперативного забезпечення поки ще переважають фізико-статистичні методи. Тому в подальшому в конспекті лекцій більша увага приділяється фізико-статистичним методам.

З теоретичних досліджень відомо, що гідродинамічні методи прогнозу дають найбільш надійні результати при завчасності не більш як тиждень. Тому, в короткострокових прогнозах більше використовуються гідродинамічні методи, ніж в довгострокових.

Короткострокові прогнози, незважаючи на невелику завчасність, мають для господарства велике значення, тому що короткострокові зміни гідрологічних елементів можуть бути дуже значними.

Відомо, що температура води поблизу берега Криму може змінюватись влітку за проміжок часу 12-24 години на 8-10 градусів. В океанах висота хвиль за 6 годин збільшується до 6-8 метрів. Підняття рівня в Азовському морі за 6-12 годин досягає 2 метрів. Особливо важливими є прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ: катастрофічні підняття та спади рівня, появи льоду, потужне хвилювання моря, швидке обмерзання судна, тягун в акваторії порту та ін. Ці явища розвиваються в короткострокових масштабах часу і свідчать про велику короткочасну мінливість гідрологічних елементів.

Прогнози короткочасних змін гідрологічних характеристик неможливо зробити без урахування впливу атмосферних процесів над великими районами на термічні та динамічні процеси в морі. Вважається, що зміна в розвитку атмосферних процесів проходить раніш, ніж в морі, а зсув в часі між процесами в атмосфері та наступними змінами в морі використовується в якості завчасності прогнозу.

Прогноз полягає в тому, що в природі існує **запізнювання** гідрологічних процесів відносно метеорологічних. Запізнювання змінюється від декількох годин до 1-2 діб. Цей проміжок часу використовується в якості завчасності прогнозу при складанні короткострокових прогнозів за фактичними метеорологічними умовами. В якості показників змін атмосферних процесів використовуються такі кількісні характеристики, як коефіцієнти розкладання по поліномам Чебишова, або природним ортогональним складовим. Для характеристики теплового впливу атмосфери на процеси в морі використовуються розрахункові значення складових теплового балансу моря.

Можна також використовувати **прогноз зміни метеорологічної характеристики**, а прогноз гідрологічного елементу робити за метеорологічним прогнозом. При такому підході виправданість морських прогнозів залежить від справджуваності метеорологічного прогнозу. При недостатньо високої справджуваності метеорологічного прогнозу виправданість морських прогнозів значно знижується. Цей факт служить головною перешкодою до широкого втілення гідродинамічних методів, особливо на великий строк, тому, що передбачає використання метеорологічного прогнозу. Наприклад, багато гідродинамічних методів прогнозу рівня моря мають доволі велику виправданість при використанні фактичних значень вітру, але ж при використанні прогнозу вітру справджуваність прогнозу рівня різко знижується (до 40% - 60%).

Тому в морських прогнозах більш поширеними є **фізико-статистичні методи**, в яких використовується **фактична метеорологічна інформація**, а прогноз забезпечується за рахунок використання **зсуву в часі** для передачі енергії від атмосфери до моря. Цей зсув в часі й є **завчасність прогнозу**. Для визначення завчасності, звичайно, використовується кореляційний або спектральний аналіз, які дозволяють встановити, на яких проміжках часу спостерігаються більш тісні зв'язки між змінами прогностичного елементу, та тими елементами, які служать аргументами в прогностичних рівняннях.

7. Короткострокові прогнози морських течій

Прогноз морських течій представляє великий інтерес для практичних цілей та для рішення багатьох задач океанографії. Розрахунки рекомендованих маршрутів для суден та прогнози руху наносів в прибережній зоні моря, дрейфу льоду, температури та солоності води, гідрохімічних характеристик – всі ці види обслуговування господарства неможливі без прогнозів течій [1,3,4,5].

Морські течії можна поділити в залежності від сили, що їх викликає, тривалості дії, розташування в товщі морських вод та інш. В залежності від сил, що їх викликає, морські течії діляться на такі групи: **припливні, фрикційні та гравітаційні**.

Припливні течії обумовлені силами Місяця та Сонця, мають періодичний характер, для їх розрахунку розроблено надійні засоби.

До фрикційних течій відносяться **дрейфові та вітрові течії**.

Дрейфові течії виникають внаслідок тривалої дії вітру (сили тертя на поверхні води), в результаті якої виникає нахил рівня моря, що зрівноважує дію вітру та силу Кориоліса. Такі течії від поверхні води поступово розповсюджуються вниз від одного шару води до іншого

завдяки силі тертя. **Вітрові течії** обумовлені нетривалою дією вітру, а рівень моря залишається майже горизонтальним.

Градiєнтні течії спричиняються силою горизонтального градиєнта тиску води. Градиєнт тиску води виникає з двох причин. Однією причиною є нахил рівня води. Такий нахил може утворитися при попередньому нагоні води вітром у якийсь регіон або виносом великих об'ємів річкової води. Друга причина градиєнтних течій виникає завдяки горизонтальному тиску у воді, обумовленому нерівномірним розподілом температури і солоності води, тобто густини води.

7.1 Деякі висновки з теорії морських течій

Серед великої кількості теоретичних робіт, присвячених океанічній циркуляції, можна виділити три основних напрями досліджень: 1) теорія течій, які обумовлені вітром в однорідному океані; 2) теорія горизонтальної циркуляції; 3) теорія течій барокліного океану.

Теорія чисто дрейфових течій, викликаних в безбережному морі рівномірним вітром в полі сили Кориолісу, було розроблено Екманом. При цьому приймалось, що вода не стискається, її густина постійна, рух води є установленим, а вертикальна складова швидкості дорівнює нулю. При таких умовах швидкість течії на поверхні відхиляється вправо (в північній півкулі) на 45 градусів від напрямку вітру. З глибиною швидкість течії убуває по експоненті. А напрям течії відхиляється ще більш вправо, та на глибині тертя кут відхилення дорівнює 180 градусів а швидкість практично дорівнює нулю.

Теорію горизонтальної циркуляції розробив Штокман В.Б. В ній показано, що поперечна нерівномірність в полі вітру відіграє велику роль в циркуляції води в морі. Завдяки їй в районах зі слабкими вітрами на поверхні виникає течія, направлена проти вітру. Таким чином, можна пояснити виникнення екваторіальних протитечій. Цей висновок також має значення для морських прогнозів: в прогнозах течій, викликаних вітром, необхідно урахувувати не тільки місцевий вітер, але ж й розподіл вітру та атмосферного тиску над морем.

Теорію течій барокліного океану розроблено в роботах Лінейкіна П.С., в них розглядається вертикальна структура течій з урахуванням густини води. Системи рівнянь руху в горизонтальному та вертикальному напрямках доповнюється рівнянням дифузії густини, а також рівнянням рельєфу свободної поверхні. Подальший розвиток ця теорія знайшла в роботах Саркісяна А.С. На їх основі розроблена схема короткострокового прогнозу течій в океані по полю атмосферного тиску.

7.2 Емпіричні співвідношення для розрахунків швидкості течії по швидкості вітру

На основі теорії вітрових течій розроблено емпіричні формули для розрахунку швидкості та напрямку течії для умов прибережній зони та для відкритого моря. Швидкість течії розраховується за формулою

$$U = k \cdot V / \sqrt{\sin \varphi}, \quad (7.1)$$

де U – швидкість течії, V – швидкість вітру, φ – географічна широта, k – вітровий коефіцієнт.

Значення k не є постійним, а залежить від тривалості дії вітру, глибини моря, напрямку берегової смуги відносно вітру.

На основі теоретичних досліджень розроблено засоби для розрахунку та прогнозу вітрових течій з урахуванням перемінного коефіцієнту. Наприклад, Р.Джеймс пропонує розраховувати швидкість дрейфової течії по швидкості, розгону та тривалості вітру за допомогою графіку (рис.7.1).

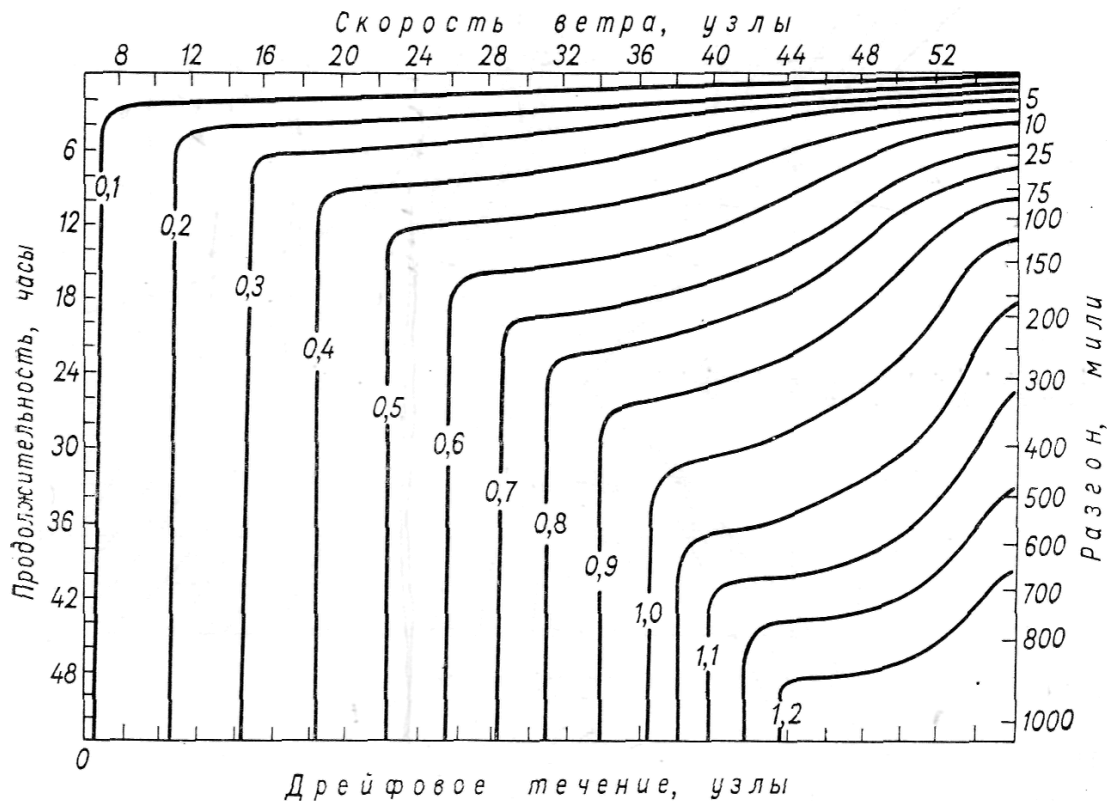


Рис.7.1 Номограма для розрахунку дрейфовій течії з [3].

Вхідними параметрами в графік є швидкість вітру, тривалість його дії та довжина розгону. За цими параметрами визначають два значення швидкості.

Для прогнозу приймається менше значення швидкості течії.

Номограма Красюка В.С. (рис.7.2) дозволяє знайти швидкість дрейфової течії на основі карти атмосферного тиску (рис.7.2.3), з якої визначається градієнт атмосферного тиску в розрахунковій точці та радіус кривизни баричного утворення.

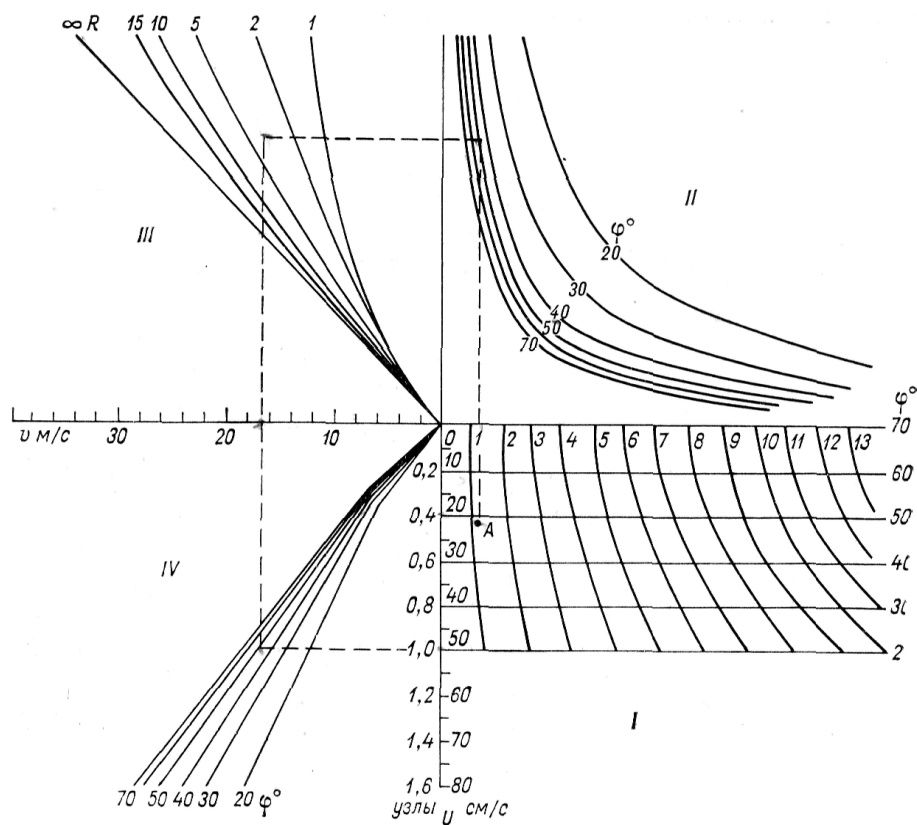


Рис.7.2 Номограма Красюка В.С. для розрахунку швидкості дрейфової течії з [3].

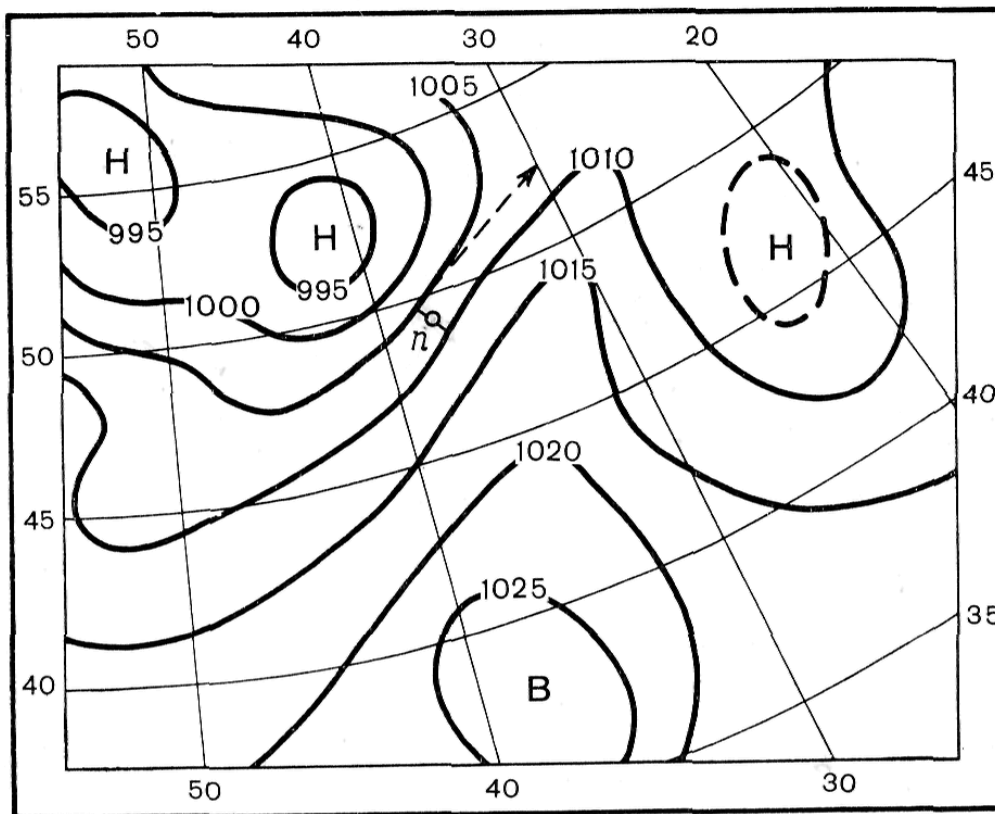


Рис. 7.3 Карта атмосферного тиску

В першому квадраті номограми нанесена градусна сітка для визначення градієнту атмосферного тиску та радіусу кривизни ізобари – в градусах меридіану на даній широті. Кожна поділка по горизонталі відповідає одному градусу меридіану на широтах від 20-го до 70-ого градусів північній півкулі для карт масштабу 1: 1 500 000. В другому квадраті наведено криві, які характеризують залежність швидкості вітру від баричного коефіцієнту та широти міста. В третьому квадраті урахується залежність між кривизною ізобар та швидкістю вітру. В четвертому квадраті наведено криві, по яких визначається швидкість дрейфової течії по швидкості вітру на різних широтах. Номограма побудована з урахуванням змінного вітрового коефіцієнта. Радіус кривизни підбирають таким чином, щоб окружність, наведена з центру співпадала з даним відрізком ізобари. Для антициклонічної циркуляції радіус кривизни береться рівним ∞ . Напрямок течії співпадає з дотичною, проведеною до ізобари в точці прогнозу. Якщо дивитися в напрямі потоку течії, праворуч повинна бути область високого атмосферного тиску, а ліворуч – низького.

7.3 Прогноз течій в протоках та затоках

В протоках швидкість течії залежить від проекції градієнта атмосферного тиску на ефективний напрямок, який визначається попередньо з використанням кореляційного аналізу між

характеристиками течій та різницями атмосферного тиску на різних напрямках за фактичними даними. Після визначення ефективного напрямку знаходять рівняння регресії між проекціями швидкості течії на меридіан і паралель та проекціями градієнта атмосферного тиску на ефективній напрям. Ці рівняння мають вигляд

$$\begin{aligned} U &= - a \cdot \Delta P_{\text{еф}} + c_1, \\ V &= - b \cdot \Delta P_{\text{еф}} + c_2, \end{aligned} \quad (7.2.)$$

де U, V – проекції швидкості течії на меридіан і паралель, $\Delta P_{\text{еф}}$ – проекції градієнта атмосферного тиску на ефективній напрям, a, b, c_1 та c_2 – коефіцієнти рівняння регресії.

В затоках течії пов'язані з коливаннями рівня моря, а в районах гирлового узбережжя на течії впливає також стік річок.

Для різних районів моря існують статистичні рівняння, або графічні залежності, які дозволяють визначити швидкість течії.

Рівняння для розрахунку швидкості течії має вигляд

$$U = \pm k \cdot \Delta h, \quad (7.3.)$$

де U – швидкість течії ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$),
 Δh – швидкість зміни рівня моря ($\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$),
 k – емпіричний коефіцієнт.

7.4 Прогнози течій у відкритому морі по полю атмосферного тиску

Розрахунки течій на окремих горизонтах з урахуванням нерівномірного вітрового поля для реальних географічних об'єктів пов'язано з певними труднощами. Перехід від розрахунку до прогнозу неможливо зробити без прогнозу вітру над морем. Але ж використання прогностичного вітру приводить до зниження виправданості прогнозу течій. Тому проводились дослідження, направлені на уявлення закономірностей зв'язків течій з вітром на основі фактичних матеріалів спостережень на буйкових станціях, оснащених вимірювачами течій. Для характеристики циркуляції атмосфери використовувались поля атмосферного тиску над морем, тому, що баричні поля дають можливість урахувати як інтенсивність вітрових потоків, так й нерівномірність поля вітру над морем.

На передачу енергії від баричного поля до водного середовища витрачується певний час. Час, необхідний на перебудову поля течій, визначає завчасність прогнозу.

На цій основі Белінський М.А. та Глаголева М.Г. розробили фізико-статистичний метод прогнозу течій Чорному морі по полю атмосферного тиску. В якості характеристик поля атмосферного тиску використовувались коефіцієнти розкладання його в ряд Чебишова

$$P(x,y) = A_{00} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_0(y) + A_{10} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_0(y) + A_{01} \cdot \varphi_0(x) \cdot \Psi_1(y) + A_{11} \cdot \varphi_1(x) \cdot \Psi_1(y) + \dots + A_{ij} \cdot \varphi_i(x) \cdot \Psi_j(y), \quad (7.4)$$

де A_{ij} - коефіцієнти розкладання в ряд, $\varphi_i(x)$, $\Psi_j(y)$ – поліноми Чебишова по висях X та Y .

По матеріалах фактичних даних течій (складових на вісь X та Y) і значень коефіцієнтів Чебишова полів атмосферного тиску за допомогою кореляційного аналізу знаходились рівняння регресії, які мають вигляд

$$\begin{aligned} U &= a_1 \cdot \sum A_{ij} + v_1 \\ V &= a_2 \cdot \sum A_{ij} + v_2, \end{aligned} \quad (7.5)$$

де A_{ij} коефіцієнти Чебишова поля атмосферного тиску, a_1 , a_2 , v_1 , v_2 - коефіцієнти рівняння регресії.

Завчасність прогнозу по фактичному полю атмосферного тиску складає 12 годин для поверхневих течій та 24 години для глибинних. При використанні прогностичного поля атмосферного тиску завчасність прогнозу відповідно зростає.

8. Прогнози морського хвилювання

8.1 Фактори, які сприяють розвитку хвиль

Розрахунки та прогнози хвилювання на морях та в океані мають велике практичне значення для мореплавства, будівництва та експлуатації портів та різних гідротехнічних споруд, укріплення берегів та інших галузей господарства, діяльність яких залежить від хвилювання. Для господарчих організацій потрібні прогнози як імовірних (режимних) характеристик хвилювання за тривалий період часу, так й щоденні оперативні прогнози. Найбільш зручною для практичного використання формою представлення прогнозів є карти хвилювання, на яких висоти та періоди хвиль представлено ізолініями. Таки карти, аналогічно картах погоди, складаються для основних синоптичних строків для різних морів та акваторій океану та є доступними для користувачів. Особлива велике значення таки карти мають для забезпечення судів найвигіднішими курсами плавання [4].

Розвиток, розповсюдження та згасання хвиль на глибокій воді та на мілководді відбувається по - різному. Тому і методи прогнозу хвиль для глибокого моря та на мілководді різні. Якщо глибина моря більше половини довжини хвилі, то розглядаються хвилі в глибокому морі, і якщо навпаки – хвилі в мілкому морі.

В морі розрізняють вітрові хвилі та хвилі брижі. Вітрові хвилі зумовлені вітром і знаходяться під його впливом. Хвилі брижів розповсюджуються в області хвильового утворення після ослаблення вітру або зміни його напрямку, а також розповсюджуються з області шторму в область, де дме вітер з іншими параметрами.

В результаті складання вітрових хвиль і хвиль брижів в морі утворюється змішане хвилювання. В морі спостерігаються тривимірні та двовимірні хвилі, але ж в прогностичній практиці звичайно розглядаються двовимірні хвилі.

Основними елементами двовимірної хвилі є: висота - h (м), довжина – L (м), період – T (с), швидкість розповсюдження – C ($m \cdot s^{-1}$), напрям розповсюдження – Ψ (в градусах, або румбах), які залежать від факторів, що утворюють хвилі: швидкості вітру, довжини його розгону, часу його дії, а також глибини моря.

Висота хвилі – це перевищення вершини хвилі над її підшоною. Період хвилі – інтервал часу між проходженням двох сусідніх хвиль через фіксовану точку. Довжина хвилі – горизонтальна відстань між вершинами двох сусідніх хвиль. Швидкість розповсюдження хвилі - це швидкість переміщення частинок води по орбіті. Генеральний напрям розповсюдження хвиль – середній напрям, якій визначається з великої кількості хвиль.

Період, довжина та швидкість пов'язані між собою співвідношеннями, отриманими з класичної гідродинаміки

$$C = L/T = \sqrt{g \cdot L / 2\pi} = 1,56 \cdot T$$

$$L = 2\pi C^2 / g = g T^2 / 2\pi = 1,56 \cdot T^2 \quad (8.1)$$

$$T = \sqrt{2\pi L / g} = 2\pi C / g$$

Важливою динамічною характеристикою хвилі є її енергія. Повна енергія складається з кінетичної та потенційної й визначається за формулою

$$W = (g \cdot \rho \cdot h^2) / 8, \quad (8.2)$$

де ρ – густина води, g – прискорення сили тяжіння, h – висота хвилі.

Реальне вітрове хвилювання в морі має хаотичний характер, що обумовлено турбулентним характером вітру та дисперсій хвиль.

Дослідження показують, що незважаючи на хаотичність, сукупність хвиль підлягає строгим математичним законам. Теоретичним шляхом було отримано функції розподілу, або функції забезпеченості елементів хвиль. За допомогою таких функцій можна визначити значення елемента хвилі різної забезпеченості, якщо відомі середні значення елемента – $h_{сер}$. Наприклад, формули для розрахунку висот значних хвиль, висот хвиль 1% та 5% забезпеченості є такими

$$\begin{aligned} h_{зн.} &= 1.6 \cdot h_{сер} \\ h(1\%) &= 2.4 \cdot h_{сер} \\ h(5\%) &= 1.96 \cdot h_{сер}. \end{aligned} \quad (8.3)$$

8.2 Методи розрахунку елементів хвиль для глибокого та мілкого моря

Найчастіше в практики використовуються методики, запропоновані Ю.М. Криловим, або В.В. Шулейкіним для розрахунку елементів хвиль. В основи досліджень лежить рівняння енергетичного балансу Маккавеева. Рішення цього рівняння дає прості залежності параметрів хвиль від швидкості вітру, його тривалості та розгону. Шулейкін В.В отримав два співвідношення – для хвилювання, що розвивається, та хвилювання, що є сталим [3,4].

Для хвилювання, що розвивається, безрозмірна висота хвилі та параметр безрозмірного часу пов'язані між собою так

$$h = 1 - e^{-\tau}, \quad (8.4)$$

де h – безрозмірна висота, τ - безрозмірний час.

Для хвилювання, що є сталим, безрозмірна висота та параметр безрозмірної відстані пов'язані між собою так

$$\xi = 2 \operatorname{arctg} \sqrt{h} + 2 \sqrt{h}, \quad (8.5)$$

де h – безрозмірна висота хвилі, ξ - параметр безрозмірної відстані.

Ці безрозмірні параметри пов'язані з конкретними значеннями факторів, що утворюють хвилі, та елементами хвиль такими співвідношеннями

$$\begin{aligned} \tau &= k_1 \cdot t / T_{\infty}, \\ \xi &= k_2 \cdot x / v \cdot T_{\infty}, \end{aligned} \quad (8.6)$$

$$h = h / h_{\infty},$$

де h - висота хвилі в метрах; h_{∞} - гранична висота хвилі при даній швидкості вітру; T_{∞} - граничний період хвилі при даній швидкості вітру, v – швидкість вітру в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, t – тривалість дії вітру в годинах, x – довжина розгону вітру над морем в кілометрах, k_1 та k_2 – чисельні коефіцієнти.

Гранична висота h_{∞} і граничний період T_{∞} обчислюються за формулами

$$h_{\infty} = 0.0205 \cdot v^2, \quad (8.7)$$

$$T_{\infty} = 0.526 \cdot v. \quad (8.8)$$

Для зручності розрахунків всі формули представлено у вигляді графіків (рис.8.1.- 8.4.)

Для розрахунку елементів хвиль за методом Шулейкіна необхідно задавати: швидкість вітру - v , тривалість його дії – t , довжину розгону – x та глибину моря – H .

Розрахунки для глибокого моря виконують за такою схемою:

1. За формулами (8.4) та (8.5) або за рис. 8.1 визначають граничну висоту та граничний період хвилі та розраховують величини безрозмірного часу t / T_{∞} та безрозмірної відстані $x / v \cdot T_{\infty}$.

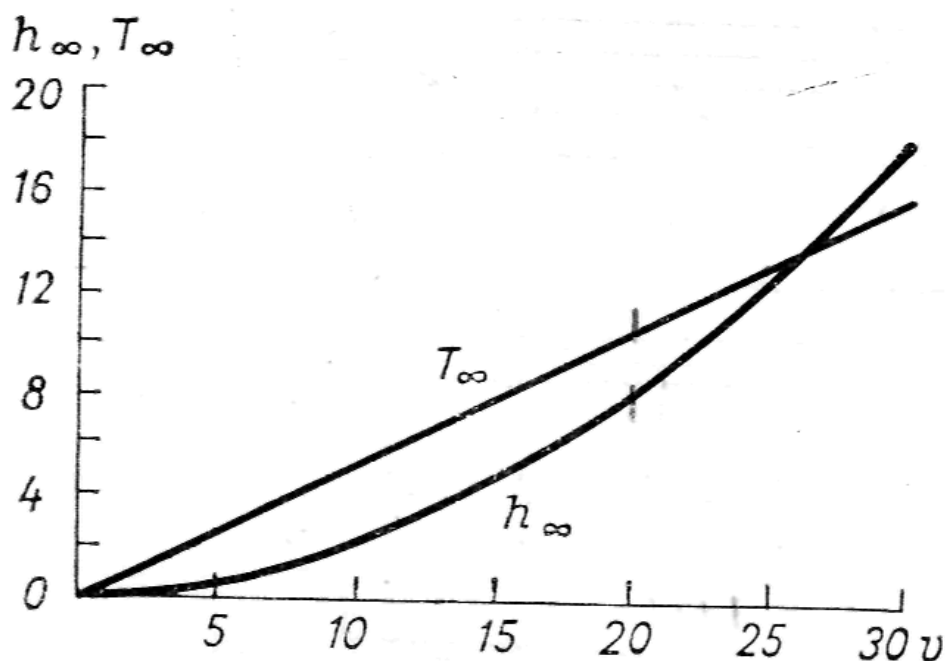


Рис.8.1 Номограма для визначення граничної висоти та граничного періоду хвилі.

2. За величинами t / T_{∞} та $x / v \cdot T_{\infty}$ по номограмі (рис. 8.2) визначають стадію розвитку хвилювання: якщо при вхідних параметрах точка перетину знаходиться вище кривої – хвилювання розвивається, тобто залежить від часу, якщо точка перетину знаходиться нижче кривої – хвилювання є сталим, тобто залежить від розгону.

3. Для кожній стадії розвитку хвилювання представлено номограми – рис.8.3(а) та 8.3 (б) для визначення безрозмірної висоти хвилі H , яка знімається з графіка по верхній кривій.

4. За формулою (8.3) розраховують розмірну висоту хвилі h .

5. Для визначення довжини та періоду хвилі використовують графік – рис.8.4.

Визначення елементів хвиль для мілкого моря є аналогічними, але ж попередньо потрібно знати критерій мілководності K , який обчислюється за формулою:

$$K = v / \sqrt{g \cdot H}, \quad (8.6)$$

де H – глибина моря в метрах, v – швидкість вітру в точці прогнозу, g – прискорення сили тяжіння. Визначення безрозмірної висоти хвилі на рисунку 8.3(а) або (б) робиться по лініях, які знаходяться нижче від верхньої кривої. Значення цих ліній відповідають критерію мілководності.

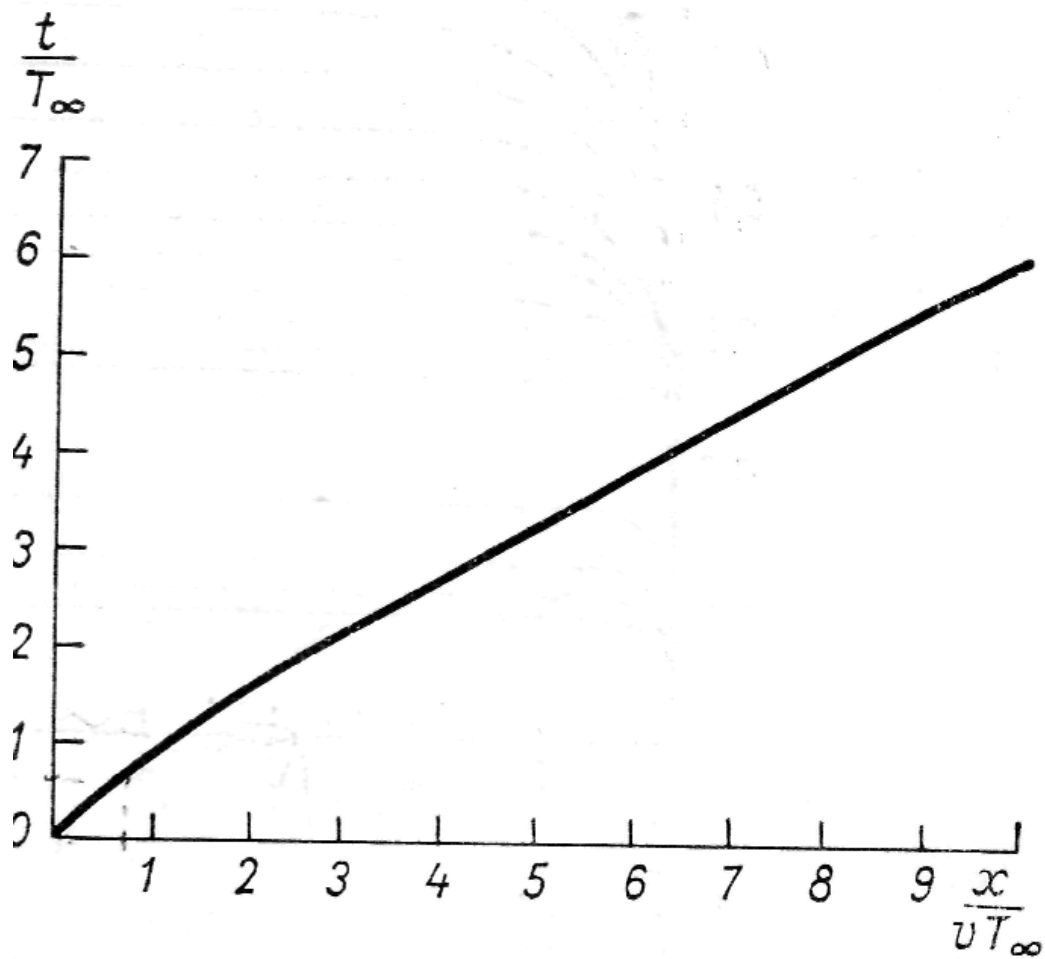
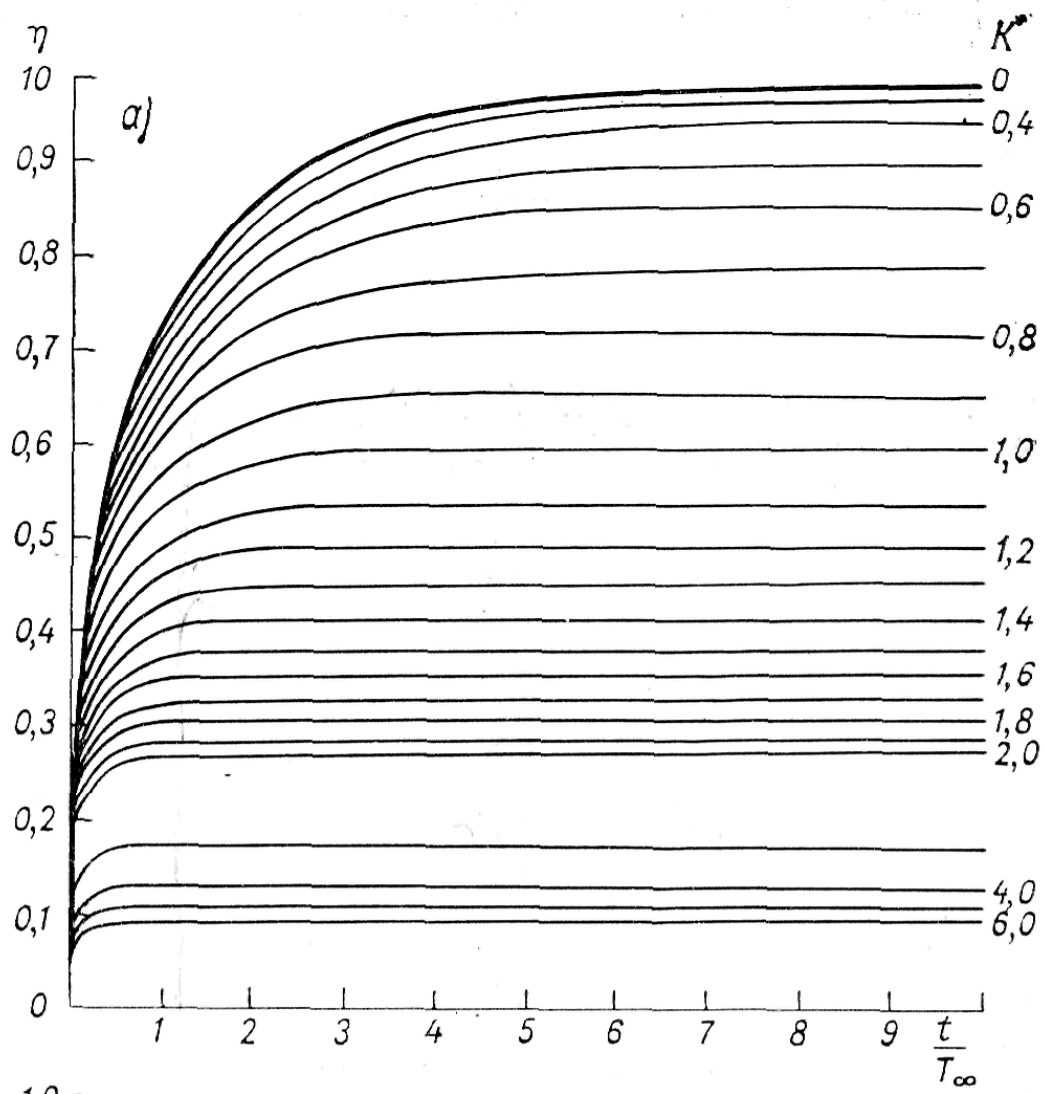


Рис. 8.2 Номограма для визначення стадії розвитку хвилювання.



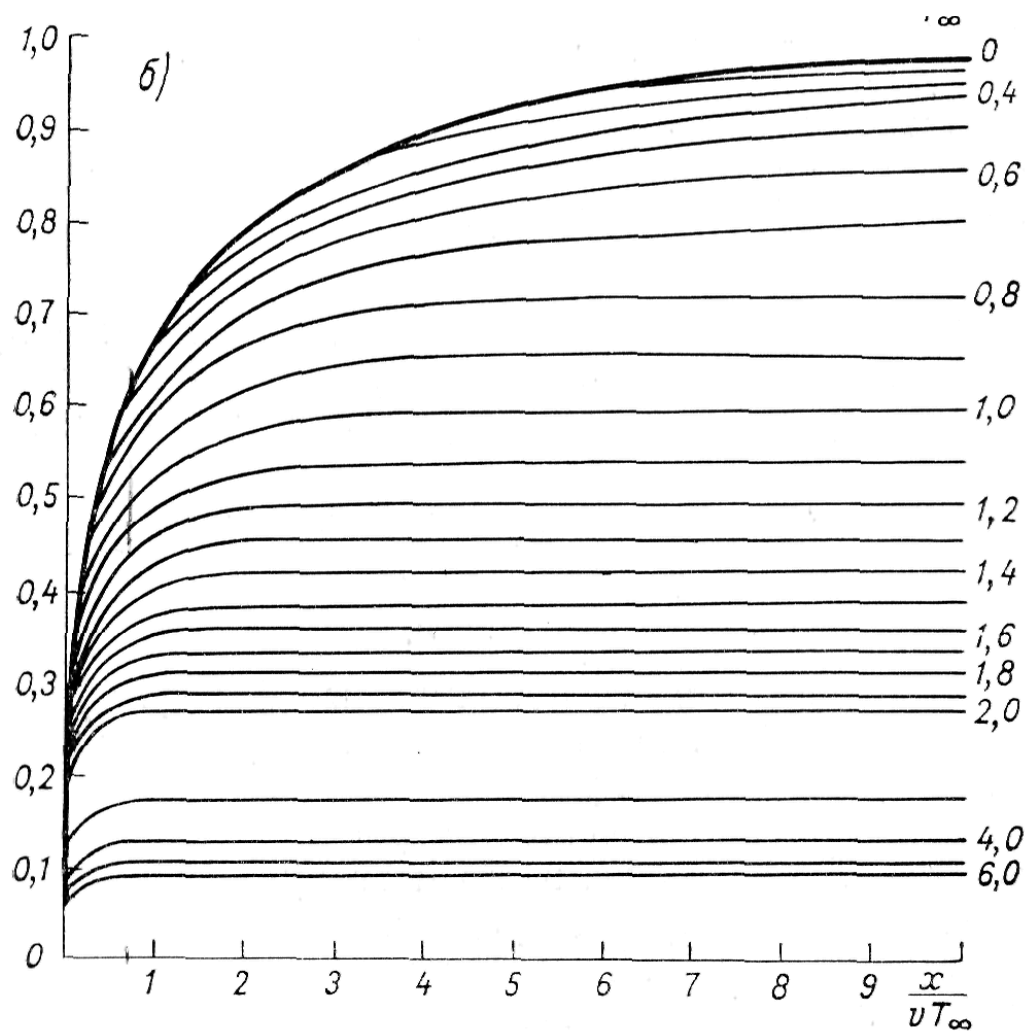


Рис. 8.3 Номограма для визначення безрозмірної висоти хвилі в глибокому морі та на мілководді для хвилювання, що розвивається (а) і для сталого хвилювання (б).

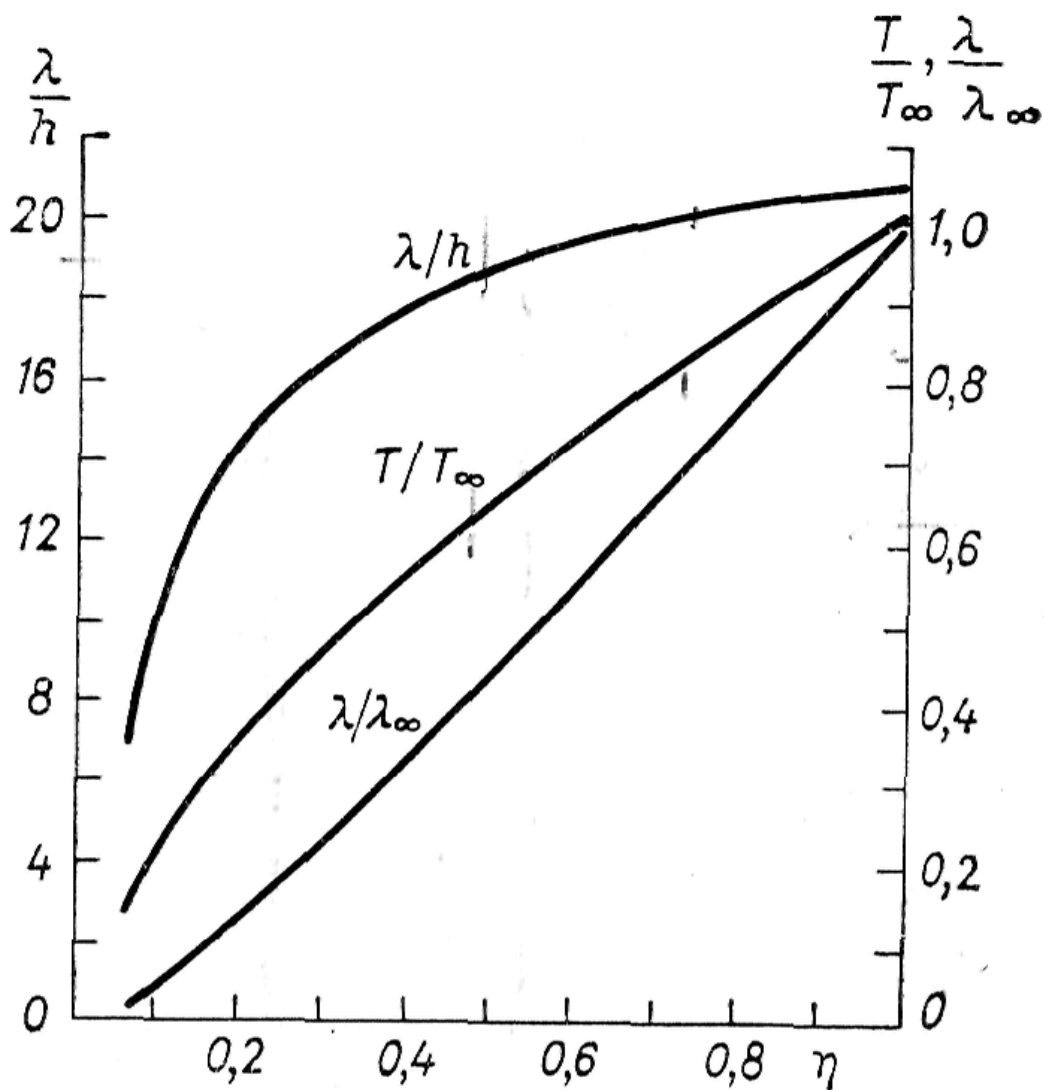


Рис.8.4. Номограма для визначення періоду і довжини хвилі

В практиці розрахунків зручним засобом є номограма, в якій одночасно можна визначити стадію розвитку хвилювання та всі елементи хвиль – висоту, довжину та період (середні значення). Номограму представлено на рисунку 8.5.

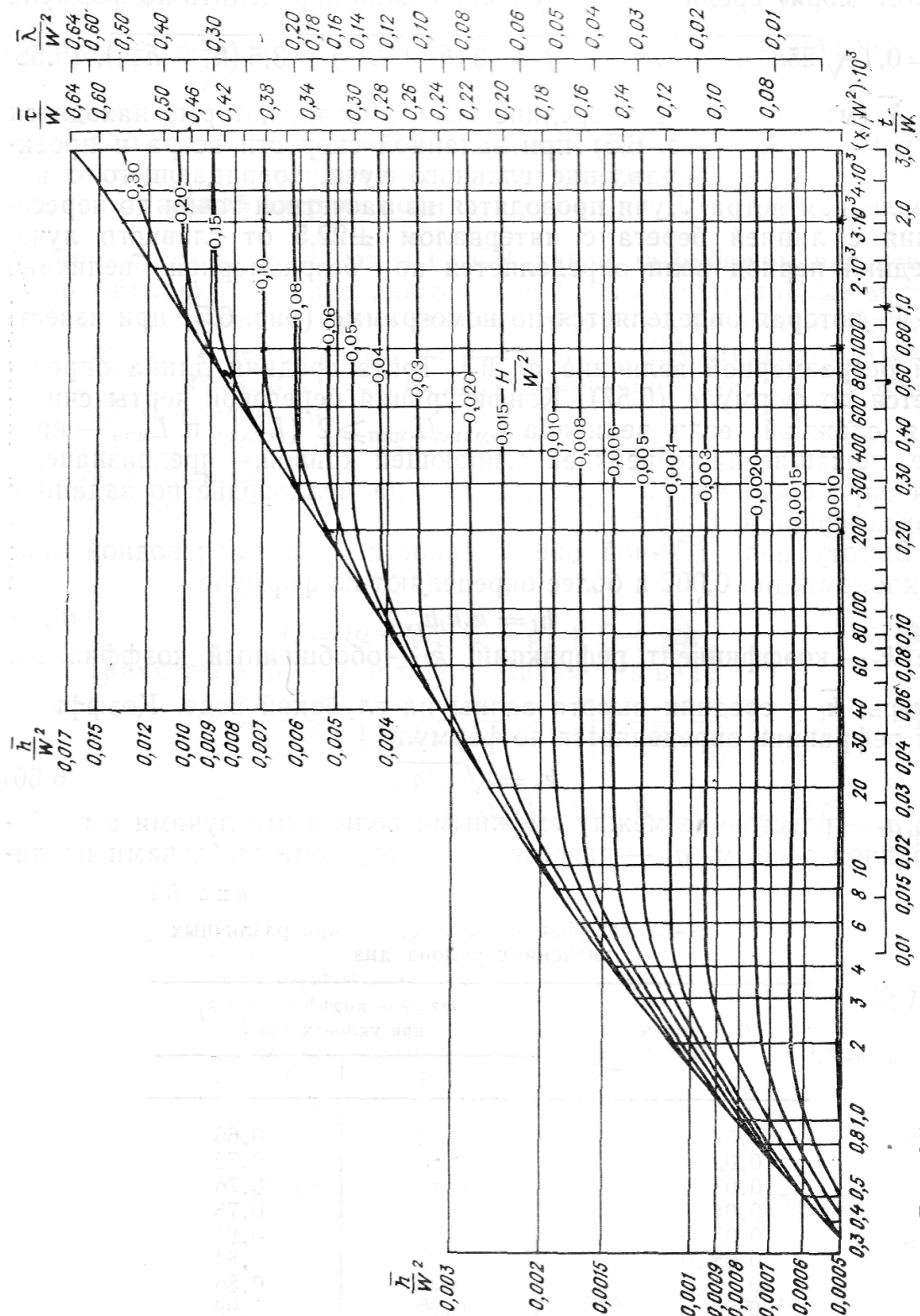


Рис.8.5. Номограма для розрахунку елементів хвиль за методом Державного океанографічного інституту з [4]

Порядок розрахунків з номограми є таким:

1. Задаються вхідні параметри : X – довжина розгону вітру в кілометрах, t – тривалість дії вітру в годинах, V – швидкість вітру в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, H – глибина моря в метрах.

2. Обчислюються величини t/v та $(X/V^2)\cdot 1000$ та виставляються на двох нижніх осях графіку.

3. Якщо точка, яка відповідає значенню t/v знаходиться ліворуч точки, яка відповідає значенню $(X/V^2)\cdot 1000$ - хвилювання є таким, що розвивається, тобто його характеристики залежать від часу та їх визначають по нижній осі - t/v .

4. Якщо точка, яка відповідає значенню t/v знаходиться праворуч точки, яка відповідає значенню $(X/V^2)\cdot 1000$ - хвилювання є сталим, тобто його характеристики залежать від довжини розгону та їх визначають по верхній осі - $(X/V^2)\cdot 1000$.

Таким чином, визначення елементів хвиль потрібно робити по точці, що знаходиться ліворуч.

5. З визначеної точки проводять вертикаль до перетину з верхньою кривою, а потім горизонталь до пересічення з осями, на яких зазначені відношення середніх значень висоти, періоду та довжини хвилі до швидкості вітру. По цим відношенням визначають середні значення елементів хвиль.

6. Для мілкого моря всі розрахунки виконують аналогічно, але ж використовують не верхню криву, а нижні, які відповідають значенню H/V^2 .

8.2.1 Автоматизована схема прогнозу хвилювання в океані

Розрахункову схему Шулейкіна було покладено в основу автоматизованої системи прогнозу хвилювання в океані. Ця система використовує оперативний чисельний об'єктивний аналіз та прогноз атмосферного тиску на рівні моря. Данні об'єктивного аналізу та прогнозу полів атмосферного тиску кожні 12 годин задаються у вузлах регулярній сітки з шагом 300 км на широті 60 градусів північної широти.

Швидкість вітру в приводному шарі атмосфери в кожному вузлі сітки розраховується за формулою

$$V = (1/2 \rho_a \cdot \omega \cdot \sin\varphi) \cdot \partial P / \partial n \cdot K_r \cdot K_n, \quad (8.7)$$

де ρ_a – густина повітря,

ω – кутова швидкість обертання Землі,

$\sin\varphi$ – синус географічної широти,

$\partial P / \partial n$ – горизонтальний градієнт атмосферного тиску,

K_r та K_n – коефіцієнти, які ураховують ефекти відцентрової сили та сили тертя.

Напрямок вітру визначається за формулою

$$\Psi = \arctg (V/U), \quad (8.8)$$

де V та U – складові вектора вітру на осі X та Y , які обчислюються так

$$\begin{aligned} V &= (4.8 / \sin\varphi) \cdot (\partial P / \partial x) \\ U &= (4.8 / \sin\varphi) \cdot (\partial P / \partial y), \end{aligned} \quad (8.9)$$

де $\partial P / \partial x$ та $\partial P / \partial y$ - градієнти атмосферного тиску на осі X та Y .

Для розрахунку елементів вітрових хвиль та брижів в кожному вузлі сітки алгоритм передбачає виконання 4 етапів:

- 1) Оцінка ефекту вітру на існуючі хвилі та розрахунок нової системи хвиль з урахуванням прогностичного вітру;
- 2) Розрахунки брижі, що приходить в розрахункову точку з віддалених районів;
- 3) Розрахунки елементів хвиль при ослабленні швидкості вітру;
- 4) Визначення висоти змішаного хвилювання за формулою

$$h_{зм} = \sqrt{(h^2_{в} + h^2_{бр})}, \quad (8.10)$$

де $h_{в}$ та $h_{бр}$ - висоти вітрових хвиль та хвиль брижів.

8.3. Фізико - статистичні методи прогнозу хвилювання

Абузьяров З.К. розробив фізико-статистичний метод прогнозу полів висот хвиль для Північної Атлантики [4]. В основу метода покладено залежність між полями вітрового хвилювання та полями атмосферного тиску на рівні моря у вигляді

$$h_{x,y} (t+\Delta t) = a_0 + \sum a_k (V_{ij})_t + a_{11} h_{x,y} (t), \quad (8.11)$$

де a_0 , a_k та a_{11} - коефіцієнти регресії,

V_{ij} - коефіцієнти розкладання в ряд по ортогональних функціях полів атмосферного тиску, взятих в момент складання прогнозу t ,

$h_{x,y} (t)$ - висота хвилі на момент складання прогнозу,

Δt - крок прогнозу, рівний 12 годинам.

Прогностичні рівняння знаходились з використанням архіву карт хвилювання та синоптичних карт погоди.

Для прогнозу напрямку розповсюдження хвиль, їх значення в кожному вузлі розрахунковій сітки розкладались на складові по осях X (h_x) та Y (h_y), тобто значення висоти хвилі (h) та напрямку розповсюдження (Ψ) задаються формулами

$$h = \sqrt{h_x^2 + h_y^2}, \quad (8.12)$$

$$\Psi = \arctg(h_x / h_y). \quad (8.13)$$

Завчасність прогнозу становить 12 годин. Але ж, якщо розрахунки проводити з кроком в часі та розрахункові поля після кожного кроку приймати за вихідні для наступного кроку, то завчасність прогнозу можна збільшити до 2 діб. Точність прогнозу в значної мірі залежить від точності прогнозу баричних полів.

8.4 Методи прогнозу характеристик морського хвилювання, оснований на рішенні рівняння балансу спектральної енергії хвиль

Сучасні методи прогнозу морського хвилювання, яки використовуються в практики прогностичних центрів, - це чисельні моделі хвилювання, оснований на рішенні рівняння Маккавеева, що записано в спектральній формі

$$dS/dt = \partial S / \partial t + V \cdot \Delta S + k \partial S / \partial k = G, \quad (8.14)$$

де $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ - просторово-часова функція спектральної густини, яка залежить від частоти ω , напрямку розповсюдження θ спектральних складових і координат простору x і y та часу t ;

V – вектор груповій швидкості переносу спектральної енергії;

k - вектор хвильового числа;

Δ - $\partial / \partial x, \partial / \partial y$.

Функція G описує всі процеси, що змінюють локальну енергію хвиль. Член $\partial S / \partial t$ представляє зміни спектральної енергії в часі; Член $V \cdot \Delta S$ визначає адвективний перенос спектральної енергії; Член $k \partial S / \partial k$ визначає адвективний перенос спектральної енергії на мілководді з урахуванням рефракції хвиль, що обумовлена впливом топографії дна. Для глибокого моря член $k \partial S / \partial k$ відсутній. При $G=0$ та відсутності члену $k \partial S / \partial k$ рівняння описує розповсюдження мертвої брижі на глибокій воді.

При задані G вирішення цього рівняння дає можливість скласти метод прогнозу вітрового хвилювання.

Чисельний метод, оснований на рішенні рівняння Маккавеева було розроблено в 70-х роках минулого століття та впроваджено в оперативну практику. Алгоритм реалізує наступні етапи рішення задачі:

1) Введення даних поля вітру (швидкість та напрям) у вузли розрахунковій сітки;

2) Розрахунок змін енергії спектральних складових, які ураховують їх розповсюдження, дисипацію енергії хвиль та нелінійний перенос енергії по спектру;

3) Сумування компонентів спектра в кожному вузлі по частотах та напрямках та розрахунки середніх значень висоти та періоду хвиль.

Особливості розрахунку за цей схемою передбачають завдання початкових та граничних умов, тобто на початковий момент потрібно задавати значення спектральній густини у всі вузли сітки. Якщо зовнішні вузли співпадають з береговою смугою в них спектральна енергія приймається рівною нулю. На відкритих границях значення спектральної густини задаються.

Ця модель перевірялась в Балтійському морі та Атлантичному океані та показала задовільні результати.

8.5 Синоптичний метод прогнозу вітру та хвилювання

Крім чисельних розрахунків в окремих випадках можна розраховувати вітер та висоту хвиль вручну. Для цього можна скористатися номограмою Красюка (рис.8.6), яка частково повторює номограму для розрахунку вітрових течій (дивись розділ 7.2, рис. 7.3).

В першому квадраті номограми нанесено градусну сітку для визначення градієнту атмосферного тиску та радіусу кривизни ізобари – в градусах меридіану на даній широті. Кожне ділення по горизонталі відповідає одному градусу меридіану на широтах від 20-го до 70-ого градусів північній півкулі для карт масштабу

1: 1 500 000. В другому квадраті наведено криві, які характеризують залежність швидкості вітру від баричного коефіцієнту та широти міста. В третьому квадраті ураховується залежність між кривизною ізобар та швидкістю вітру. В четвертому квадраті по швидкості вітру, розгону (суцільні криві), або тривалості дії вітру (штрихові криві) визначають висоту найбільш характерних хвиль. **Розрахунки виконуються тільки для глибокого моря.**

Відомо, що по синоптичній карті не завжди можна визначити обидва фактори, що впливають на розвиток хвилювання – розгін та тривалість дії вітру, тому номограму Красюка було вдосконалено. В четвертому квадраті замість розгону та тривалості вітру ураховується радіусу кривизни ізобари – в градусах меридіану на даній широті. На основі аналізу даних спостережень за хвилюванням встановлено можливість використання радіуса кривизни як параметра процесу розвитку вітрових хвиль.

Швидкість вітру та висоту хвиль визначають таким чином:

а) на прогностичних картах атмосферного тиску помічають точки, для яких виконуються розрахунки;

б) для кожній точки визначають широту, градієнт атмосферного тиску та радіус кривизни (в градусах меридіану);

в) визначають швидкість вітру;

г) за серіями прогностичних карт атмосферного тиску визначають розгін та тривалість вітру;

д) визначають два значення висоти хвилі – по швидкості вітру та розгону і по швидкості вітру та його тривалості.

Для прогнозу приймається менше значення висоти хвилі.

8.6 Розрахунки брижів

Можливість приходу брижі з області шторму в точку, яка знаходиться за його межами, визначається з таблиці 8.1.

Якщо відома висота хвиль в області шторму, напрям їх розповсюдження та проміжок часу, на який дається прогноз, можна знайти відстань, яку пройдуть брижі та їх висоту в кінці відстані.

Таблиця 8.1 Відстань D (мили) розповсюдження брижів через проміжок часу t (години) та висота брижі h (метри) в кінці відстані.

Початкова висота хвилі, м	t (години)							
	6		12		18		24	
	D	h	D	h	D	h	D	h
10	110	8.0	220	6.4	350	5.2	475	4.4
9	100	7.2	200	5.8	310	4.9	430	4.1
8	90	6.4	180	5.2	275	4.6	380	3.8
7	80	5.6	160	4.6	240	4.2	335	3.5
6	65	4.8	135	4.1	205	3.7	290	3.2
5	50	4.0	110	3.5	170	3.1	240	2.9
4	40	3.2	90	2.8	140	2.6	190	2.3
3	30	2.3	70	2.0	110	1.7	150	1.5
2	20	1.5	50	1.3	75	0.8	100	0.7

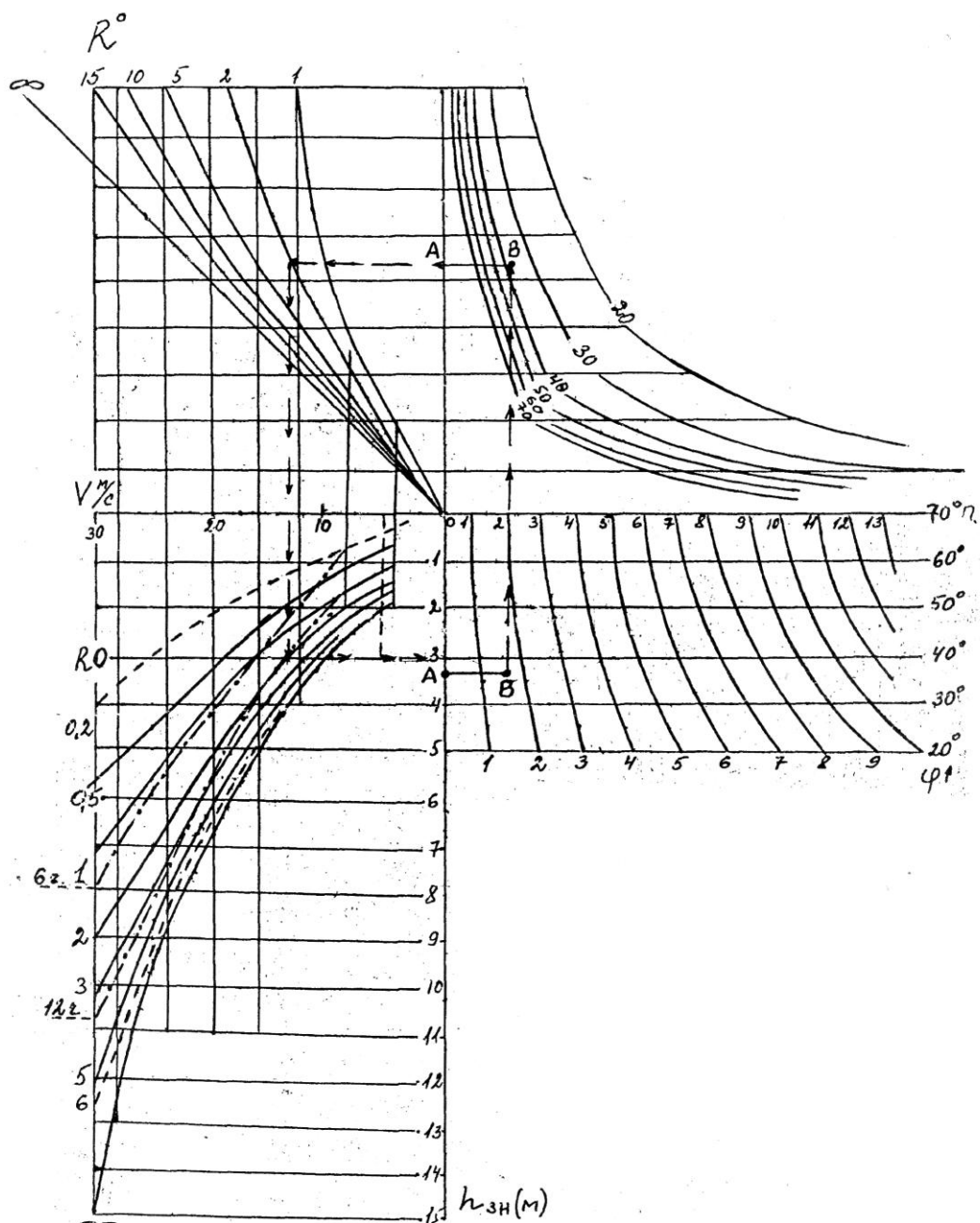


Рис. 8.6 Номограма для розрахунків швидкості вітру та висоти хвилі з [4]

Якщо в районі, для якого дається прогноз, очікується ослаблення вітру та згасання штормових хвиль, то їх висота визначається з таблиці 8.2. Вона складена для найбільш імовірних умов, які характеризуються середніми значеннями величини ослаблення вітру в часі.

Таблиця 8.2 Найбільш імовірні значення висоти згасаючих хвиль (метри) в точки через різні проміжки часу t (години)

Початкова висота хвилі, м	t (години)			
	6	12	18	24
10	8.3	6.8	5.9	5.2
9	7.5	6.2	5.5	4.7
8	6.7	5.6	5.1	4.3
7	5.9	5.1	4.4	3.7
6	5.1	4.4	4.0	3.2
5	4.3	3.6	3.2	2.8
4	3.3	2.9	2.6	2.4
3	2.4	2.2	2.1	2.0
2	1.7	1.6	1.5	1.4

Оцінка справджуваності прогнозів хвилювання

Прогноз висоти хвилі в даній точки вважається виправданим, якщо прогностична висота хвилі відрізняється від фактичної висоти не більш, ніж на 30% , незалежно від знаку відхилення, тобто повинна виконуватись умова

$$(h_{\text{факт.}} - h_{\text{прогн.}}) \cdot 100 / h_{\text{факт.}} \leq 30. \quad (8.15)$$

8.7 Деякі риси полів хвилювання

Переміщення областей штормового хвилювання пов'язано з переміщенням циклонів. Особливістю морських хвиль є те, що вони розповсюджуються вздовж дуги **великого кола**. Тому напрям розповсюдження хвиль за межами циклону відрізняється від напрямку розповсюдження в циклоні. Слід також пам'ятати, що розміри хвиль залежать від тривалості вітру та розмірів області, над якою вітер ефективно впливає на хвилі. Ці фактори пов'язані зі швидкістю пересування циклонів. Якщо **циклон мало рухається**, то тривалість дії вітру в різних його частках буде приблизно однаковою, а області ефективного впливу вітру на хвилі будуть відносно постійними. За таких умов розвивається **дуже міцне хвилювання**.

Якщо циклон рухається швидко, вітрові умови над заданим районом різко змінюються. В цьому випадку хвилі не досягають значного розвитку.

Слід також пам'ятати, що області штормового хвилювання співпадають з районами великих значень градієнтів атмосферного тиску. **Найбільш інтенсивне хвилювання спостерігається за холодним атмосферним фронтом. Перед фронтом, як правило, переважають вітрові хвилі, а за фронтом – брижі. Области слабого хвилювання співпадають з центральними частками антициклонів та осями гребенів високого атмосферного тиску.**

Приклад поля хвилювання в Атлантичному океані показано на рис. 8.7.

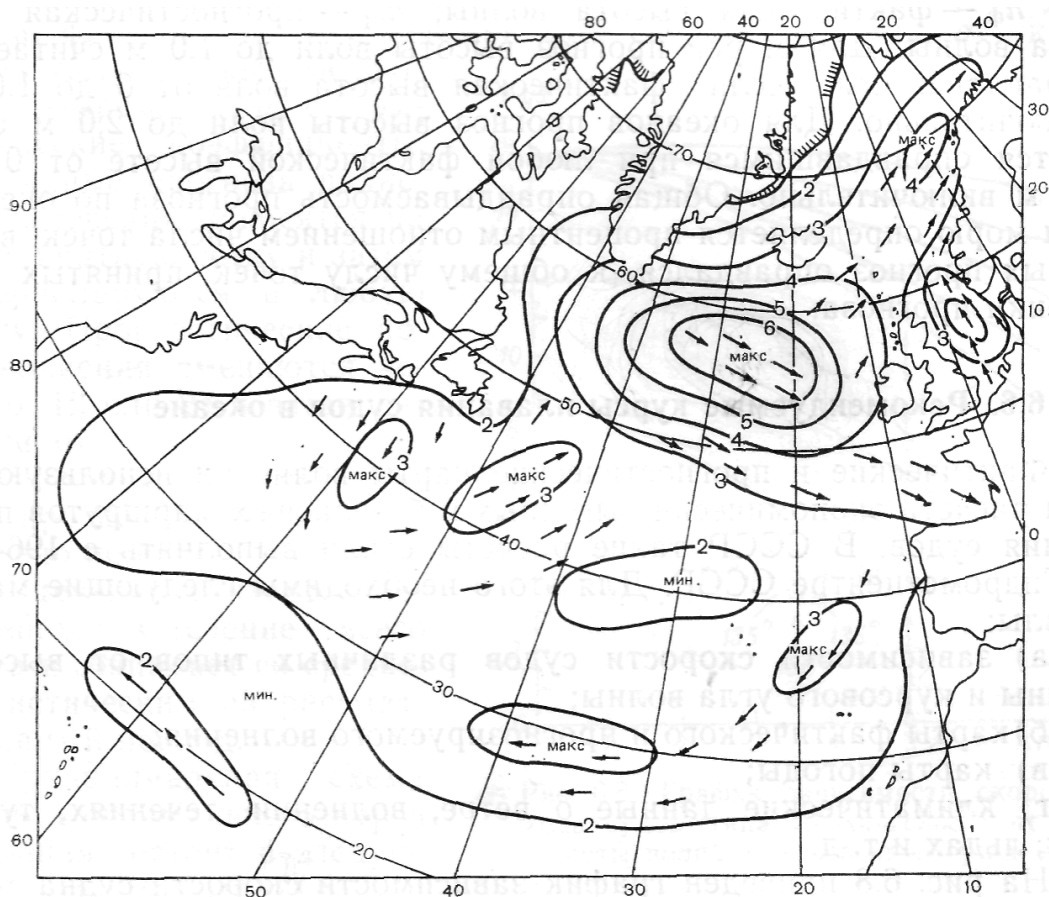


Рис.8.7 Приклад прогностичного поля хвилювання в Атлантичному океані. (ізолінії відображають висоту хвилі в метрах).

8.8 Рекомендовані маршрути плавання суден

З давніх часів моряки були зацікавлені в вирішенні питання про вибір оптимального маршруту плавання в океані. Відомо, що англійські моряки ще в ХУІІ – ому столітті при плаванні парусного флоту в Америку скорочували тривалість переходу на два тижні за рахунок пасатних вітрів, які є попутними. При плаванні зворотним

напрямом парусні судна ще більше скорочували тривалість за рахунок попутної течії Гольфстрім та переважно західних вітрів.

Після заміни парусного флоту на паровий задача вибору оптимального маршруту не втратила свого значення, тому що була пов'язана з економією пального. Тому вирішення цей задачі залишається і в теперішній час.

Перші кроки в цьому напрямку було зроблено ще в 30-х роках ХХ-го століття для танкерного флоту Каспійського моря. Ці роботи були пов'язані з ретельним вивченням гідрометеорологічних умов та урахуванням впливу вітру та хвиль на швидкість пересування судна. На основі подальших досліджень було розроблено оптимальні шляхи плавання суден в океані з урахування середніх багаторічних характеристик гідрометеорологічного режиму. Ці шляхи отримали назву **сезонні або кліматичні шляхи**, опубліковані в книжці «Океанські шляхи Світу», та представляють собою шляхи переходу між найбільш важливими портами світу в різні сезони року.

Плавання за сезонними маршрутами міцно увійшло в практику, дало підвищення безпеки, та в середньому дозволило скоротити час переходу в порівнянні з найкоротшими шляхами.

Проте, значна мінливість гідрометеорологічних умов в океані не дозволяє визначити сезонні шляхи найбільш вигіднішими. Продовж рейсу судна завжди існує імовірність зустрічі з несприятливими гідрометеорологічними умовами на сезонному маршруті, в той час як в інших районах океану в цей період може спостерігатися більш сприятлива погода.

Тому, в теперішній час, коли завчасність прогнозів погоди досягає 7 діб, а їх надійність зростає, є можливість розраховувати найбільш оптимальні маршрути на основі реальних гідрометеорологічних умов та прогнозів на час переходу [3,4].

Для більшості типів суден визначені кількісні залежності між швидкістю руху судна та висотою хвилі при різних курсових кутах. Ці залежності мають вигляд

$$V = V_0 - (aH - bH^2) + cqH, \quad (8.16)$$

де V - швидкість судна,

V_0 - технічна швидкість судна або швидкість судна на спокійній воді,

H – висота хвилі,

q – курсовий кут хвилі (кут між напрямом руху судна та напрямом хвиль, змінюється від 0 до 180 градусів),

a, b, c – емпіричні коефіцієнти, які ураховують тип судна.

На рис. 8.8 наведено графік залежності швидкості судна від висоти хвилі та її курсового кута.

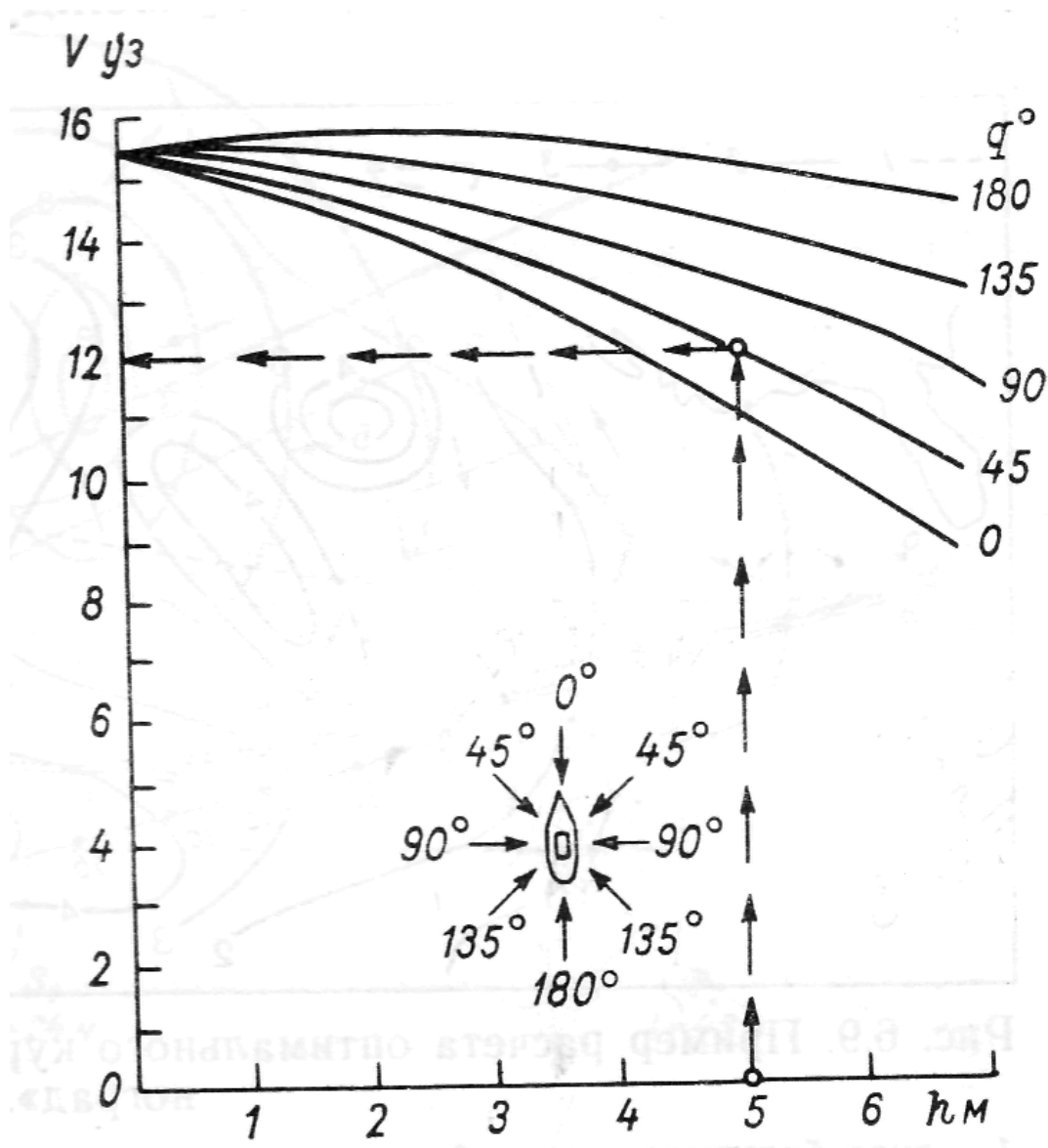


Рис.8.8. Графік залежності швидкості судна (V) від висоти хвилі (h) та її курсового кута (q)

Таким чином, використовуючи прогнози погоди (характеристики вітру та хвилювання), можна обрати такий маршрут руху судна, який буде найбільш оптимальним. В якості критерію оптимальності застосовують різні характеристики, наприклад: обмеження за висотою хвилі (для танкерів висота хвилі менш 4 метрів), мінімальність часу пересування, безпека руху, витрата пального, дотримання розкладу руху, запобігання бортові качки та інші. Але ж всі ці критерії пов'язані з очікуваним характером погоди на період руху судна.

Існують декілька засобів вибору оптимального маршруту руху судна [4].

8.8.1 Метод Джеймса

Джеймс запропонував для вибору оптимального маршруту руху судна **метод ізохрон**, тобто побудування **графічним засобом** лінії – ізохрон (лінії однакового часу). Суть метода полягає в наступному. На карту гномонічної проекції наносять початкову (S_p) та кінцеву (S_k) точки руху судна та з'єднують їх дугою великого кола (ДВК), яка на цей карті є пряма лінія та найбільш коротка відстань між початковою та кінцевою точками. З точки S_p по обидві сторони від ДВК проводять під однаковими кутами декілька прямих ліній – можливі шляхи руху судна в першу добу. На кожній лінії відзначають очікувані значення на першу добу висоти хвиль та напрям їх розповсюдження. По залежностям між швидкістю судна та характеристиками хвиль розраховують очікувану фактичну швидкість судна та відповідну відстань за першу добу. Цю відстань відзначають на кожній лінії. Так як гідрометеорологічні умови на кожному напрямку різні, відстані на кожній лінії не будуть однаковими. Якщо з'єднати точки кінцевого положення судна на кожній лінії, отримаємо лому криву – ізохрону, яка представляє собою геометричне положення точок можливого положення судна в кінці першої доби. Далі, з точки S_k проводять окружність з таким радіусом, щоб вона дотикалася ізохроні. Зрозуміло, що окружність дотикається ізохроні на лінії максимальної відстані за добу. Цей напрям пересування вважається найбільш оптимальним за першу добу. Для всіх наступних діб ця процедура виконується аналогічно. В залежності від наявності прогностичних карт (на 7-10 діб) можна таким засобом графічно отримати оптимальний маршрут судна на відповідний проміжок часу за критерієм мінімального часу пересування (або максимальної відстані). Ураховуючи те, що прогностичні карти в часі поновлюються, такі розрахунки виконують на весь період пересування судна від початкової до кінцевої точки маршруту.

8.8.2. Чисельний метод

В основі чисельного методу розрахунку оптимального маршруту судна в океані лежать рівняння руху судна в Декартових координатах з урахуванням хвилювання та течій

$$dx/ dt = V \sin\Psi + V_T \sin\Psi_T ,$$

$$dy/ dt = V \cos\Psi + V_T \cos\Psi_T , \quad (8.17)$$

та функція втрат швидкості ходу судна від хвилювання

$$V = V_0 - (aH - bH^2) + cqH, \quad (8.18)$$

де x і y – Декартові координати, V – розрахункова швидкість судна, V_0 – швидкість судна на спокійній воді, Ψ – курс судна, Ψ_T – напрям течії, V_T – швидкість течії, q – курсовий кут хвиль, H – висота хвиль, a, b, c – емпіричні коефіцієнти, які ураховують тип судна.

Дані прогнозу хвиль та течій наносяться на координатну сітку, а потім інтерполюються в будь-яку точку. Прогностичні поля хвиль змінюються через 6, 12 або 24 години. Так як прогнози течій оперативно не складаються, то поле течії вважається незмінним на період прогнозу та задається середнім статистичним.

Схема розрахунку полягає в наступному.

Початковий (P_0) та кінцевий (P_k) порти плавання судна з'єднуються на карті дугою великого круга (ДВК), яка представляє найбільш коротку відстань між портами. Ця відстань розбивається на відрізки, які дорівнюють добовому переходу судна. В кінці відрізків проводяться вертикалі, на яких відмічається по три точки через три градуси до півночі та до півдня від ДВК. Таким чином готується сіткова область, в межах якій розраховується оптимальний курс судна.

Алгоритм є таким. По першій прогностичній карті хвилювання та з урахуванням функції втрат швидкості судна розраховується час переходу з початкової точки P_0 в кожену точку першої вертикалі, а мінімальний час запам'ятується. Потім обирається друга прогностична карта хвилювання, розраховується час переходу судна з початкової точки в кожену точку другої вертикалі і також мінімальний час запам'ятується. Цей процес повторюється для всіх вертикалей, та для кожній з них запам'ятується мінімальний час переходу. Точки вертикалей, для яких час переходу був мінімальним, з'єднують та отримують оптимальний маршрут руху судна.

Розрахункова програма передбачає також обхід зон небезпечного хвилювання, туманів, зон розповсюдження айсбергів, а також небезпечних курсових кутів хвилювання (бортова качка). Для обходу вказаних зон в вхідній інформації свідомо задається більший час переходу, й такий курс буде автоматично виключено.

На рисунку 8.9 показано приклад вибору оптимального маршруту переходу судна від протоки Ла-Манш до Флоридської протоки в Атлантичному океані.

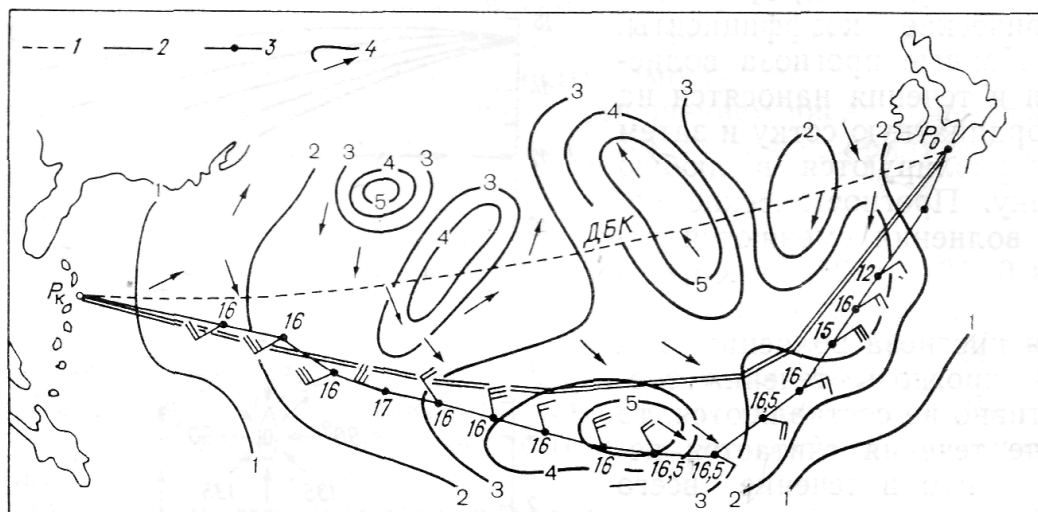


Рис.8.9 Приклад розрахунку оптимального курсу судна: 1 дуга великого кола, 2 – оптимальний курс, 3- фактичний маршрут судна та швидкість його руху, 4 – ізолінії однакових висот хвиль і напрями їх розповсюдження.

8.8.3 Оцінка ефективності вибору рекомендованого маршруту плавання судна

Для оцінки ефективності використовують такі засоби:

1) зіставляють результати плавання судна по рекомендації з результатами плавання контрольного судна аналогічним маршрутом в той же час без рекомендації ;

2) зіставляють результати плавання судна по рекомендації з результатами плавання фіктивного судна по кліматичному маршруту, або по дуги великого кола (ДВК),

3) порівнюють , коефіцієнт безпеки плавання судна фактичним маршрутом та кліматичним маршрутом.

Для отримання кількісних оцінок розраховують такі характеристики: час переходу (в годинах) судна обраним маршрутом по рекомендації , середню фактичну швидкість плавання судна, коефіцієнт безпеки плавання судна за формулою

$$K_6 = h_{\text{макс}} / h_{\text{обм}} (1 + \tau_1) \cdot (1 + 2\tau_2), \quad (8.19)$$

де $h_{\text{макс}}$ - максимальна висота хвилі на маршруті плавання судна за весь період ,

$h_{\text{обм}}$ - максимально допустима висота хвилі для певного судна, яка задається,

τ_1 - повторюваність хвиль, які перевищують значення $h_{\text{обм}}$,

t_2 - повторюваність хвиль, більший або рівних 8м (особливо небезпечна висота хвилі в океані).

Час переходу суден та коефіцієнти безпеки при плаванні кліматичними маршрутами ($T_{кл.}$ та $K_{б. Кл.}$) в різні місяці року розраховані раніш та опубліковані в довідковій літературі.

Якщо фактичний час переходу судна менш, ніж час переходу за кліматичним маршрутом, (тобто швидкість більше) - отримаємо вигреш в часі (ΔT), при зворотних умовах – програш .

Якщо коефіцієнт безпеки $K_{б}$ менш, ніж $K_{б. Кл.}$ – умови плавання були сприятливими. При зворотних умовах – несприятливими.

В разі вигрешу в часі, розраховують також економічну ефективність – E . Для цього перемножують вигреш в часі (ΔT) на собівартість експлуатації судна за годину (C), яка також відома та задається, та отримують економічну ефективність в грошових одиницях

$$E = \Delta T \cdot C \quad (8.20)$$

9. Короткострокові прогнози неперіодичних коливань рівня моря

9.1 Причини, яки викликають неперіодичні коливання рівня моря

Зміни рівня моря проходять під впливом цілого ряду факторів – припливних сил Місяця та Сонця, материкового стоку, випарування та опадів над морем, змін атмосферного тиску та вітру. В природі складна система рухів водній маси виникає в результаті дії всіх сил, що проявляється у вигляді сумарних коливань рівня.

Періодичні коливання рівня моря доволі добре вивчені. До них відносяться припливні коливання, для розрахунку яких розроблено спеціальні методи, й таки коливання можна надійно передбачити на великий період часу вперед.

Менш вивченими є неперіодичні коливання рівня моря , які залежать від багатьох факторів локального значення - глибини морській ділянки , орієнтації береговій смуги, переважаючих вітрів та інші.

Найбільш значні неперіодичні коливання рівня моря спостерігаються в вузьких затоках, де глибина суттєво змінюється, наприклад, вузькі затоки Балтійського, Білого та Азовського морів. Тривалість таких коливань складає від декількох годин до декількох діб, тому прогнози таких коливань відносяться до короткострокових морських прогнозів.

В залежності від сил, яки їх викликають, неперіодичні коливання можна розділити на три групи:

- 1) анемобарічні коливання;
- 2) сейсмічні коливання;
- 3) інерційні коливання.

Анемобарічні коливання в свою чергу розділяються на згінно-нагінні (зміни рівня під впливом дії вітру) та барометричні (зміни рівня за рахунок коливань атмосферного тиску). Коливання рівня моря, які виникають в результаті швидкого переміщення над морем баричних систем, мають назву **штормові нагони**.

Сейсмічні коливання виникають внаслідок підводних землетрусів, зсуву ґрунту, або виверження вулканів, та проявляються в розповсюдженні від епіцентру хвиль цунамі, висота яких біля берегу значно зростає, що призводить до затоплення узбережжя та складає загрозу життя людини.

Інерційні коливання (сейщи) виникають в замкнених водоймах, або бухтах та акваторіях портів, де рівень виводиться зі стану рівноваги якийсь зовнішній силою – зміна атмосферного тиску, вітер, паводок та інші. Періоди та амплітуди таких коливань залежать від розмірів басейну. Сейшові коливання рівня є характерними для Балтійського, Японського та Азовського морів. Інерційні коливання в акваторіях портів мають назву **тягун**, а метод його прогнозу буде розглянуто окремо.

9.2 Згінно- нагінні коливання рівня моря, та методи їх прогнозу

Колівання рівня моря, які виникають під впливом дії вітру мають назву згінно - нагінні. Величина згону, або нагону залежить від швидкості та напрямку дрейфові течії, які, в свою чергу, визначаються силою та тривалістю вітру, а також глибиною моря.

У відповідності до теорії Екману, розвиток дрейфових течій в глибокому або мілкому морі проходить по різному.

Море вважається **глибоким**, якщо його глибина більша, ніж подвоєна глибина тертя. Течія, спричинена вітром розповсюджується в шарі, товщина якого дорівнює глибині тертя. На поверхні течія відхиляється на 45 градусів праворуч (в північній півкулі) від напрямку вітру. З глибиною швидкість течії поступово зменшується по експоненті та повертає далі праворуч від напрямку течії на поверхні. На глибині тертя швидкість течії зменшується до нуля, а напрям відхиляється на 180 градусів від напрямку на поверхні. Повний потік течії в шарі тертя (інтеграл від складових течії на всіх горизонтах) відхиляється від напрямку вітру на 90 градусів праворуч (в північній півкулі). Таким чином, якщо **вітер дме паралельно береговій смугі**, повний потік течії в глибокому морі буде

направлений перпендикулярно до берега, та створює **максимальний нагін або згін рівня моря**.

Море вважається **мілким**, якщо його глибина менш, або дорівнює глибини тертя. Течія, яка виникає під впливом вітру, охоплює весь шар води, до дна. За рахунок тертя о дно течія не в змозі повністю повернути від вітру, кут відхилення досягає лише 5 градусів, тобто дуже незначний. Повний потік течії в шарі тертя також відхиляється на незначний кут від течії на поверхні. Якщо **вітер дме перпендикулярно** берегу (на берег, або з берегу) виникає **максимальний нагін, або згін рівня**.

9.2.1 Градієнтний метод прогнозу згінно - нагінних коливань моря

Вітри, що призводять до підйому рівня, зуться нагінними, а такі, що спричиняють падіння рівня, мають назву згінних. Для кожного пункту, де ведуться спостереження за рівнем моря, можна виявити ці напрями вітру за допомогою графічного методу. Виявлені напрями вітру мають назву - ефективні напрями.

Аналіз синоптичних карт дозволяє знайти градієнт атмосферного тиску, тобто різницю тиску в двох пунктах на ефективному напрямку. Градієнт тиску має назву ефективний градієнт. Зіставлення рівня моря з ефективним градієнтом атмосферного тиску по тривалому ряду спостережень дозволяє знайти також зсув в часі між досягненням екстремумів рівня та градієнту тиску. Цей зсув в часі звичайно становить 6 - 12 годин та іноді 18 годин. Зсув в часі й е завчасність прогнозу. За допомогою статистичних методів встановлюють прогностичні залежності, або рівняння регресії, в яких враховується також інерція водних мас, тобто рівень моря в попередній момент часу.

Прогностичні залежності мають вигляд

$$H = f (H_0, \Gamma), \quad (9.1)$$

де H_0 - рівень моря в момент складання прогнозу,

Γ – градієнт атмосферного тиску на ефективному напрямку в момент складання прогнозу.

Такі прогностичні залежності розроблені для різних пунктів різних морів та широко використовуються в оперативній роботі.

9.2.2 Прогноз згінно - нагінних коливань моря по полю атмосферного тиску

В основі методу лежить розкладання полів атмосферного тиску над морем в ряди поліномів Чебишова , або природних ортогональних складових. Значення кожного коефіцієнту розкладання відображає інтенсивність, а знак – напрям переносу повітряної маси. Сума коефіцієнтів дає поле тиску, близьке до фактичного. Задачу можна спростити, якщо використовувати лише ті інформативні коефіцієнти, які в кожному конкретному випадку дають найбільш тісні зв'язки між пре диктором, та прогностичною величиною.

На цій основі було отримано залежності для прогнозу рівня в **портах Чорного та Азовського морів**, які мають вигляд

$$h = f \left(\sum A_{ij}^{Pa} \right), \quad (9.2)$$

де $\sum A_{ij}^{Pa}$ - сума інформативних коефіцієнтів розкладання поля атмосферного тиску.

Найбільш тісні зв'язки дають коефіцієнти A_{10} та A_{20} , тому, що вони відображають меридіональний перенос повітря, тобто вітри північні, або південні. Саме вітри північній чверті для Азовського моря є найбільш потужними , часто повторюються та викликають значні згони. Вітри південній чверті, навпаки, викликають нагони. Зсув в часі між дією вітру та реакції рівня моря визначається емпірично. В середньому він складає близько 6 годин. Тобто, завчасність прогнозу також близька до 6 годин.

Аналогічний підхід використано для Каспійського моря, який дозволяє по фактичному полю атмосферного тиску розраховувати зміни рівня моря на гідрометеорологічних станціях. При цьому приймається положення, що неперіодичні коливання рівня визначаються течіями, викликаними вітром. Поля атмосферного тиску задаються в 25 точках через 2 градуси по широті, та 2,5 градуси по меридіану та представляються в ряди поліномів Чебишова до шостого члену ряду. Ухил водній поверхні ураховується як різниця рівня на даній станції та рівня відкритого моря, а інерція в ході рівня - як значення середнього рівня моря за попередню декаду. Прогностичне рівняння має вигляд

$$H_{пр} = f \left(H_{\text{серед. дек.}}, \Delta h_{n-1}, \sum (A_{ij}^{Pa})_{n-1} \right), \quad (9.3)$$

де $H_{пр}$ - прогностичний рівень моря,

$H_{\text{серед. дек.}}$ - середній рівень моря за попередню декаду,

Δh_{n-1} - ухил водній поверхні за попередню декаду,

$\sum (A_{ij}^{Pa})_{n-1}$ – сума інформативних коефіцієнтів розкладання поля атмосферного тиску за попередню декаду.

Завчасність прогнозу складає від 6 до 24 годин.

Найбільший внесок в прогностичні рівняння дають такі коефіцієнти поля атмосферного тиску – A_{10} та A_{01} . Коефіцієнт A_{10} відповідає за зростання рівня моря в північній частині та зменшення в південній при південних вітрах. Коефіцієнт A_{01} відображає широтний перенос повітря та відповідає за зростання рівня в східних районах, та зниженні в західних. Сукупність коефіцієнтів A_{10} та A_{01} відображає північно-західні та південно-східні вітри, характерні для Каспійського моря.

9.2.3 Чисельні методи прогнозу згінно-нагінних коловань рівня моря

На теперішній час розроблено велика кількість чисельних схем прогнозу штормових нагонів в морях. В більшості випадків в якості гідродинамічної моделі штормових нагонів використовуються рівняння руху для мілкої води

$$\begin{aligned} \partial U / \partial t &= -g (H + \xi) \partial \xi / \partial x + f V + \tau(s)_x - \tau(b)_x, \\ \partial V / \partial t &= -g (H + \xi) \partial \xi / \partial y - f U + \tau(s)_y - \tau(b)_y, \\ \partial \xi / \partial t &= -(\partial U / \partial x + \partial V / \partial y), \end{aligned} \quad (9.4)$$

де H – глибина моря від незбуреної поверхні,

ξ – відхилення вільної поверхні від спокійного положення,

U і V – компоненти горизонтального потоку (середні по вертикалі з течії),

x, y, z – прямокутні координати,

f – параметр Кориоліса,

t – час,

$\tau(s), \tau(b)$ сили тертя на поверхні та біля дна, індекси x і y визначають відповідні проекції.

Величини $\tau(s), \tau(b)$ визначають у вигляді нелінійної залежності від швидкості вітру W та середньої по вертикалі швидкості течії U :

$$U = \sqrt{(u^2 + v^2)} / (H + \xi), \quad (9.5)$$

$$\tau(s) = a W^2, \quad (9.6)$$

$$\tau(b) = b U^2, \quad (9.7)$$

де a та b - емпіричні коефіцієнти.

Біля берега нормальна складова повного потоку приймається рівній нулю, а на рідинні границі $\xi = \xi(t)$ в якості початкових умов приймається стан спокою.

Рішення системи рівнянь для конкретних басейнів за даними метеорологічних процесів виконується приблизними чисельними методами. При цьому основна сила, що формує штормовий нагін є напруга вітру на водну поверхню. Суттєвими факторами є також сила тертя, сила Кориоліса, не лінійність градієнту тиску, інерційні члени та горизонтальний турбулентний обмін.

Сила тертя в моделях звичайно приймається пропорційній середній по глибині швидкості течії. На мілководдях в більшості випадків напрям течії слабо змінюється по глибині.

Розрахунки за фактичними даними на основі чисельних схем дають задовільні результати. На жаль, ефективність прогностичних розрахунків суттєво залежить від точності метеорологічного прогнозу.

10 Короткострокові прогнози температури води в морі

10.1 Причини, які викликають зміни температури води

Мінливість температури води в морі відбувається під впливом багатьох факторів: потоків тепла через поверхню моря, переносу тепла течіями, процесів турбулентного та конвективного перемішування та інші.

Короткочасні зміни температури води відбуваються під впливом всіх вказаних процесів, а найбільш значущі зміни є результатом їх певного сполучення.

Потік тепла через поверхню викликає різкі зміни температури в тих випадках, коли товщина верхнього однорідного шару невелика. Влітку при слабких вітрах вітрове перемішування охоплює шар товщиною 5-10 метрів (а іноді й менш) та тепло, яке поступає від Сонця, може призвести до підвищення температури води на декілька градусів за короткий час.

В теплу частину року розподіл температури по вертикалі характеризується повільною зміною в поверхневому шарі, різким стрибком на деякій глибині та повільним зниженням з глибиною. Такий характер розподілу з глибиною обумовлено особливостями поглинання променевої енергії водним середовищем. В період весняно-літнього прогріву більша частина сонячної енергії поглинається верхнім шаром моря, тобто утворюється верхній прогрітий шар води, відділений від нижчих шарів води, які мають

зимові температури, шаром з великими вертикальними градієнтами температури та інших характеристик. Цей шар має назву шар стрибка. Значні градієнти густини води в шарі стрибка заважають вертикальному обміну, і з цієї причини шар стрибка зберігається продовж всього літа.

Восени під впливом конвективного перемішування шар стрибка починає руйнуватися і відбувається зрівняння температури по глибині.

Через те, що задача прогнозу температури води в морі є дуже складною, виділяють ті фактори, які є найбільш впливовими. З цієї причини існують окремі методи прогнозу температури в теплу та в холодну частину року, в узбережних мілководних та відкритих районах моря та інші.

10.2 Прогнози температури води в прибережних районах в теплу пору року

Прогноз температури води по тепловому балансу

Найпростіший спосіб прогнозу температури води розроблений для таких районів моря, де відсутні адвекція тепла течіями і теплообмін з нижчими шарами води. Як правило, такі умови відбуваються в узбережних районах, де перемішування досягає дна моря (наприклад в Азовському морі та північній частині Каспійського моря). Зміни температури води обумовлені лише потоками тепла через поверхню моря. Між потоками тепла та змінами температури води існує доволі тісна залежність, яка дозволяє визначити температури за результатами розрахунків теплового балансу. Розрахунки теплового балансу рекомендовано вести двома етапами. На першому етапі використовується температура води в попередній день та по прогнозу метеорологічних елементів (температури повітря, хмарності, вологості та швидкості вітру) розраховується тепловий баланс наступного дня за спрощеною формулою Тютнева. По сумарному балансу за два дні визначаються відповідні зміни температури води. На другому етапі в формулу теплового балансу вноситься виправлена температура води та знов розраховується тепловий баланс. Ця процедура повторюється продовж п'яти днів, а прогноз складається один раз в п'ять днів.

Прогноз змін температури води, зумовлених згіно-нагіними явищами

В тих районах узбережної зони, де суттєві згінно - нагінні коливання рівня моря, зміни температури води влітку обумовлені

роботою вітру, який викликає згони або нагони. Тобто між зміною температури та сумою проекції вітру на ефективний напрямок існує тісна залежність, за допомогою якої можна скласти прогноз.

Таки залежності визначають за матеріалами спостережень за температурою води та характеристиками вітру. Як правило вони мають нелінійний вигляд, а приклад показано на рисунку 10.1.

Якщо очікується витер згінного напрямку, за допомогою графіку можна визначити зміни температури води.

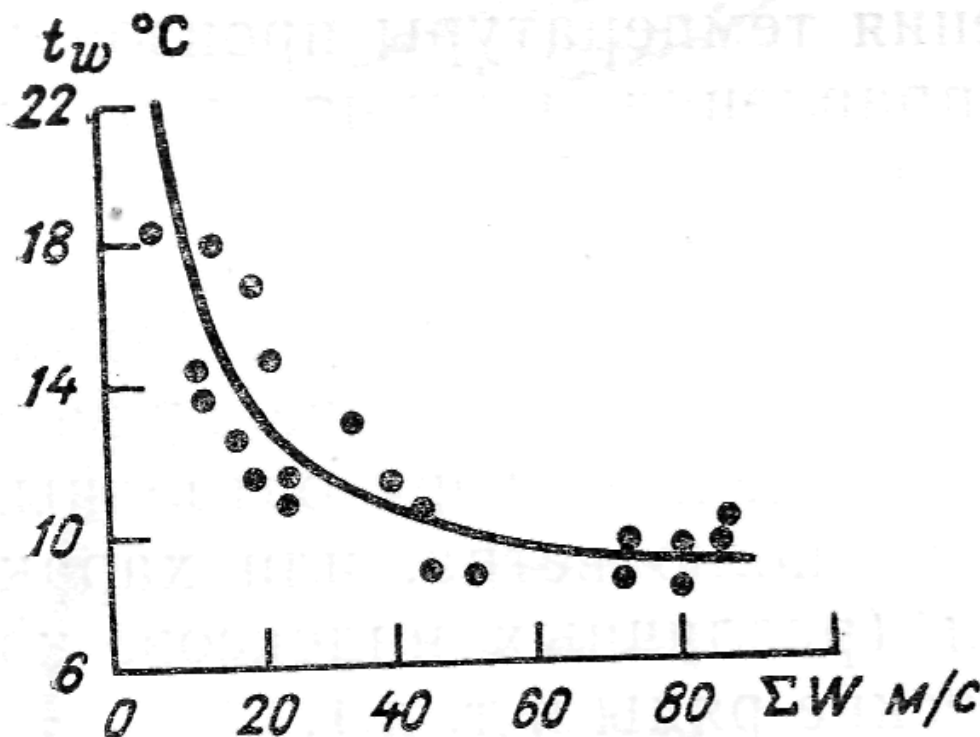


Рис.10.1 Залежність температури поверхневого шару води поблизу берега від згінного вітру з [3]

10.3 Прогноз температури води в період осінньо-зимового охолодження

Восени та на початку зими в верхньому шарі моря починається процес конвективного перемішування. Глибина його залежить від ступеня охолодження поверхні моря, початкового розподілу по вертикалі температури та солоності води, переносу тепла та солі течіями. Для тих районів моря, де роль адвекції невелика, температура води в шарі конвективного перемішування розраховується за величинами витрат тепла через поверхню моря та початковими

даними. Для таких розрахунків використовується метод М.М.Зубова. Схема дозволяє розраховувати зміни температури води (Δt_w) в шарі конвективного перемішування та його товщину (H), якщо відомі початковий розподіл по вертикалі температури та солоності води, а також втрати тепла через поверхню моря. Для того, щоб схему використовувати для прогнозу t_w та H , необхідно мати прогноз втрат тепла через поверхню. З той причини, що прогноз втрат тепла пов'язано з певними труднощами, використовують деякі спрощення.

Як відомо, втрати тепла через поверхню пропорційні різниці між температурами води та повітря, тому це дозволяє обмежитись прогнозом лише одного метеорологічного елемента – температури повітря. В середніх широтах змінами густини води за рахунок змін солоності нехтують. При таких спрощеннях прогностичне значення температури води визначають за такою формулою

$$T_{w \text{ пр.}} = T_{w0} - \Delta Q_1 / C \cdot \rho \cdot H_1 - \Delta Q_2 / C \cdot \rho \cdot H_2 - \dots - \Delta Q_{n-1} / C \cdot \rho \cdot H_{n-1}, \quad (10.1)$$

де $T_{w \text{ пр.}}$ – прогностичне значення температури води на n -й період; T_{w0} – початкова температура води; $\Delta Q_1, \Delta Q_2, \Delta Q_{n-1}$ – втрати тепла через поверхню моря за 1-й, 2-й та $n-1$ періоди часу; H_1, H_2, \dots, H_{n-1} – глибина конвективного перемішування за ті самі періоди; C та ρ – теплоємність та густина морської води, які беруться рівними одиниці.

Для урахування впливу стратифікації води на перемішування запропоновано різні засоби. Одні з них дозволяють використовувати лише значення температури води на поверхні моря, інші – розподіл температури та солоності по вертикалі. За матеріалами натурних спостережень отримано емпіричні залежності, які дозволяють визначити зміни глибини конвекції по змінах втрат тепла через поверхню.

10.4 Прогноз розподілу температури води по вертикалі за завданими метеорологічними умовами

В теплий період року для прогнозу вертикального розподілу температури води в діяльному шарі можна використовувати метод, запропонований Белінським М.А., Глаголевою М.Г. і Скриптуною Л.І. [3,4].

Для характеристики температурного профілю в діяльному шарі моря достатньо урахувати лише такі параметри: температуру води на поверхні t_0 , температуру на нижній межі діяльного шару – t_D , середню температуру води в шарі і $t_{\text{сер}}$ та суму позитивних відхилень температури на кожному горизонті від середнього в шарі значення $\sum(+\Delta T)$. Параметри кривої температури показано на рис.10.2.

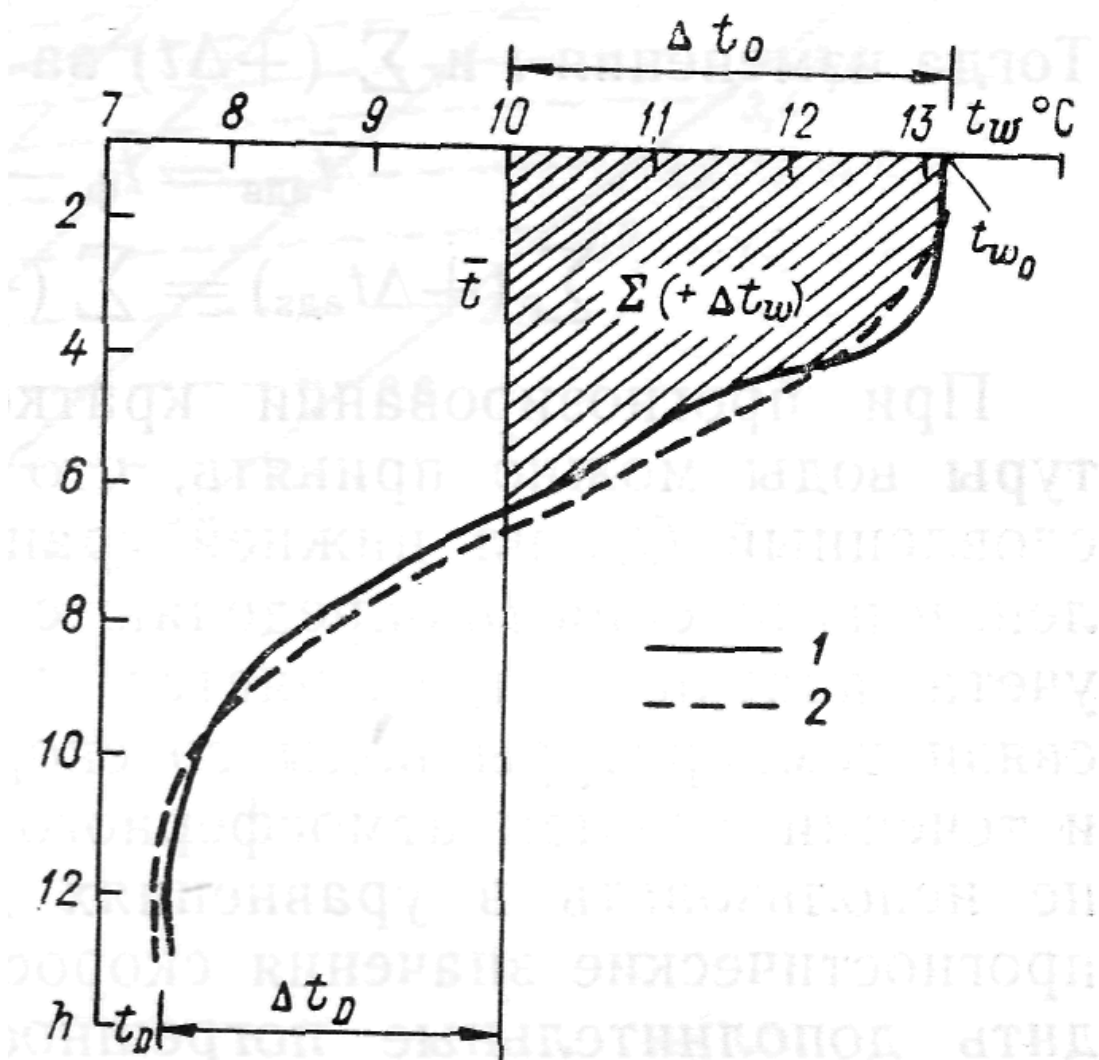


Рис. 10.2 Параметри вертикального розподілу температури води в теплу пору року з [3]

Для прогнозу криві температури необхідно мати прогноз параметрів криві. При прогнозі урахується потік тепла через поверхню та адвекція тепла морськими течіями. Складові теплового балансу розраховуються за формулами (1.1 – 1.5). Адвекція тепла течіями урахується опосередкованим методом – по полю атмосферного тиску.

Так як потоки тепла розраховуються більш надійно, ніж адвекція течіями, береться певна послідовність урахування визначальних факторів. Спочатку визначаються зміни температури води за рахунок складових теплового балансу. Потім визначають зміни за рахунок адвекції. Нарешті, розробляється засіб прогнозу адвективних змін температури води.

Зміни середній температури води в шарі D за рахунок потоку тепла $\sum Q$ через поверхню визначаються як $\sum Q / (c \cdot \rho \cdot D)$. Аналогічно зміни $\sum (+\Delta T)$ за рахунок потоку тепла визначаються так: $\sum Q / (c \cdot \rho \cdot \Delta h)$, де Δh – відстані між горизонтами.

Після цього визначають зміни за рахунок адвекції. Якщо поле атмосферного тиску представлено в ряд, то задача прогнозу зводиться до визначення рівняння виду:

$$\begin{aligned} T_{\text{адв}} &= k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_n A_{ij}, \\ \sum T_{\text{адв}} &= l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_n A_{ij}, \\ T_D &= m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \dots + m_n A_{ij}, \end{aligned} \quad (10.2)$$

де – A_{ij} коефіцієнти ряду, k_n , l_n , m_n - коефіцієнти регресії.

10.5 Прогноз температури поверхневого шару океану

Для прогнозу температури води на поверхні в північній частині Атлантичного океану в теплий період року використовується метод, розроблений Скриптуною Л.І. Завчасність методу складає 5-10 діб [4].

Температура води на поверхні моря в теплий період року змінюється за рахунок зміни потоку тепла та адвекції тепла течіями. Розрахунки складових потоку тепла через поверхню виконуються за спрощеною формулою Гютнева (1.7) на основі даних спостережень за температурою води, повітря та хмарністю неба. Адвекція тепла течіями оцінюється посередньо по полях атмосферного тиску. Попередньо поля просторового розподілу температури води, потоків тепла через поверхню та атмосферного тиску осереднювались за кожні 5 діб та подавались аналітично у вигляді розкладання в ряди природних ортогональних складових

$$T_w = B_{00}(T_w) + B_{01}(T_w) \cdot X_0(T_w) \cdot Y_1(T_w) + \dots + B_{ij}(T_w) \cdot X_i(T_w) \cdot Y_j(T_w),$$

$$P = B_{00}(P) + B_{01}(P) \cdot X_0(P) \cdot Y_1(P) + \dots + B_{ij}(P) \cdot X_i(P) \cdot Y_j(P),$$

$$Q = B_{00}(Q) + B_{01}(Q) \cdot X_0(Q) \cdot Y_1(Q) + \dots + B_{ij}(Q) \cdot X_i(Q) \cdot Y_j(Q), \quad (10.3)$$

де - $X_i(T_w) \cdot Y_j(T_w)$, $X_i(P) \cdot Y_j(P)$, $X_i(Q) \cdot Y_j(Q)$ – природні складові полів температури води, атмосферного тиску та потоку тепла відповідно, які розраховуються по сукупності цих полів заздалегідь та відображають їх характерні риси, а B_{ij} – коефіцієнти розкладання, які змінюються в часі.

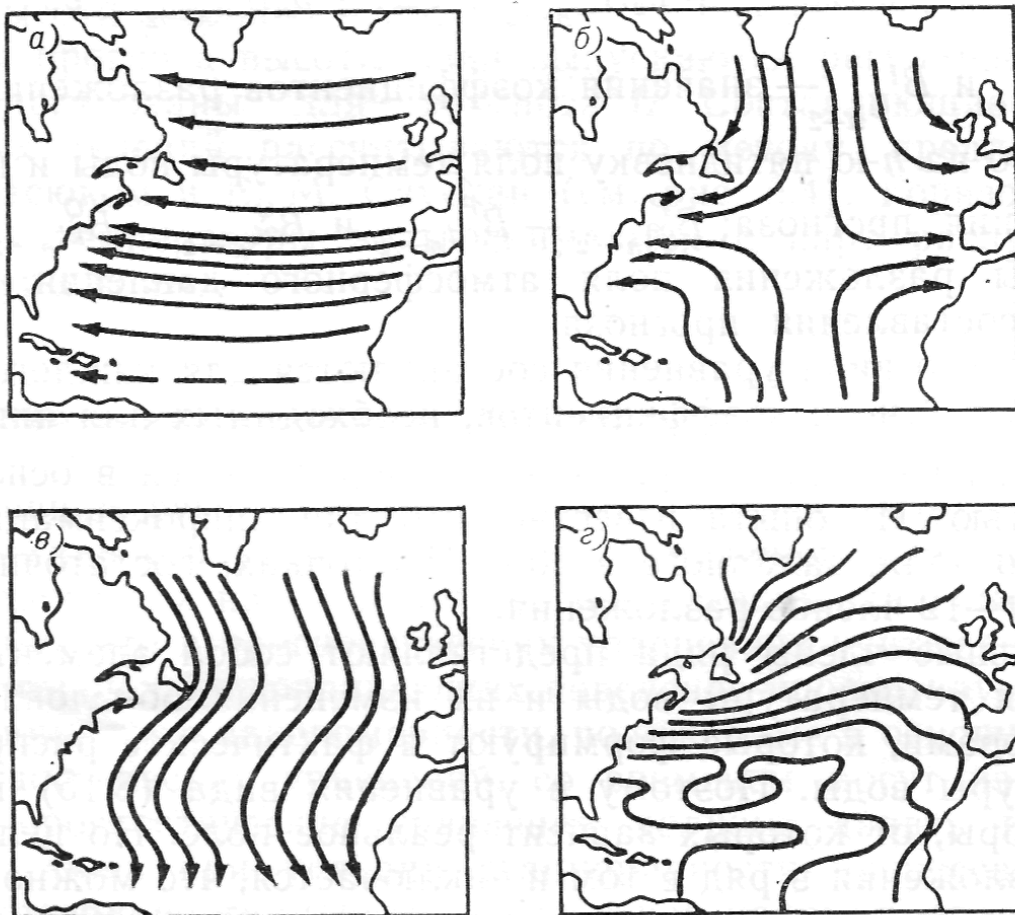


Рис. 10.3 Елементарні поля $V_{01}(T_w) \cdot X_0(T_w) \cdot Y_1(T_w)$ (а), $V_{11}(T_w) \cdot X_1(T_w) \cdot Y_1(T_w)$ (б), $V_{10}(T_w) \cdot X_1(T_w) \cdot Y_0(T_w)$ (в) поля температури води (г) в північній частині Атлантичного океану з [5]

На рис. 10.3 наведено елементарні поля температурного поля в північній частині Атлантичного океану. Поле $X_0(T_w) \cdot Y_1(T_w)$ відображає головну особливість температурного поля - зростання температури з півдня до півночі і зональність її розподілу. Поле $X_1(T_w) \cdot Y_1(T_w)$ відображає іншу особливість температурного поля - контраст між температурами в області теплих течій в південно-західній і північно-східній частині та в області холодних течій в північно-західній та південно-східній частині Атлантичного океану. Поле $X_1(T_w) \cdot Y_0(T_w)$ також відображає контрасти температури між північними і південними районами.

При такому засобі представлення вихідній інформації задача прогнозу зводиться до прогнозу коефіцієнтів розкладання, при цьому коефіцієнти розкладання полів атмосферного тиску та потоків тепла через поверхню входять в прогностичні рівняння в якості аргументів. Прогностичні рівняння знаходились по сукупності вихідних полів за достатньо тривалий період часу.

В загальному вигляді такі рівняння записуються так

$$V_{ij}(Tw)_n = a_1 V_{ij}(Tw)_{n-2} + b_i \sum V_{ij}(P)_{n-2} + c_j \sum V_{ij}(Q)_{n-2} + d, \quad (10.4)$$

де $V_{ij}(Tw)_n$ - прогностичні значення коефіцієнтів розкладання температури води для n-ого моменту часу;

$V_{ij}(Tw)_{n-2}$, $V_{ij}(P)_{n-2}$, $V_{ij}(Q)_{n-2}$ - коефіцієнти розкладання полів температури води, атмосферного тиску та потоків тепла крізь поверхню для n-2 моменту часу. Таки рівняння розраховані для кожного коефіцієнта $V_{ij}(Tw)$. Для апроксимації температурного поля, завданого в 100-150 вузлах розрахунковій сітці достатньо використовувати 10-12 членів ряду.

Після обчислення прогностичних коефіцієнтів для температури води, робиться відновлення ряду й знаходиться температура води в кожному вузлі розрахунковій сітці. Так як вихідні дані полів гідрометеорологічних елементів осереднюються для п'яти діб, завчасність прогнозу складає від 5 до 10 діб. Забезпеченість прогнозів за цим методом складає 80%, а за допустиму помилку приймається величина $0,674\sigma$, де σ – середньо квадратичне відхилення температури води в кожному вузлі.

11. Короткострокові прогнози льодових явищ.

11.1 Загальні положення

Короткострокові прогнози льодових явищ мають велике значення для районів зі значною мінливістю льодового режиму. Наприклад, такі прогнози є важливими, в першу чергу, для мілководних районів моря, де різке зниження температури повітря продовж декількох діб або годин може призвести до появи льоду та замерзання моря. В результаті закривіються бухти для малих суден та припиняються деякі господарської роботи.

За короткі проміжки часу може значно змінюватись згуртованість льоду за рахунок його дрейфу та перерозподілу плавучого льоду під впливом вітру та течій. Це впливає на безпеку плавання суден при наявності льоду. Важливий показник – межа між льодом і чистою водою.

Короткострокові прогнози льодових фаз – появи льоду, замерзання моря, скресання льоду та очищення моря від льоду – складаються на основі знання про витрати або надходження тепла крізь поверхню моря, тепловмісту діючого шару води, товщини льоду, а також динамічних факторів – вітру, течій та хвилювання моря.

Урахування всіх факторів, які обумовлюють появу льоду та замерзання моря, при складанні прогнозів навіть з невеликою завчасністю практично неможливо. Тому, частіш за все визначають головні фактори та обмежуються їх урахуванням.

11.2 Прогнози осінніх льодових явищ в мілководних прибережних районах

В мілководних районах за період, який передував льодоутворенню, конвективне перемішування досягає дна, перенос тепла течіями незначний, роль хвилювання та коливань рівня невелика. Такі умови є характерними для прибережних районів, закритих бухт та заток, де, як правило, розташовані морські порти. Тому короткострокові прогнози появи льоду тут представляють особливу значимість, так як замерзання акваторій портів обмежує строки навігації.

Для прибережних районів прогноз появи льоду базується на урахуванні тепло запасу за попередній період та інтенсивності охолодження моря. В багатьох емпіричних дослідженнях показано, що в холодну частину року втрати тепла через поверхню моря залежать від температури повітря. Тому, в прогностичних рівняннях в якості аргументу вводиться сума негативних середніх добових температур повітря – сума градусо-днів морозу [4].

Між сумою градусо-днів морозу $\sum -t_a$, яка необхідна для появи льоду, та температурою поверхневого шару моря t_w^0 в момент переходу температури повітря через нуль градусів, існує тісна взаємозалежність. Чим вища t_w^0 , тим більша повинна бути сума градусо-днів морозу $\sum -t_a$ для появи льоду.

Існування такої взаємозалежності можна пояснити так. Втрати тепла через поверхню моря $\sum -Q$ пропорційні різниці температур води та повітря

$$\sum -Q = a (t_w - t_a) . \quad (11.1)$$

В цьому виразі основну роль грає температура повітря, тому що мінливість температури води значно менш, ніж температури повітря. Тому допустимо вважати, що втрати тепла через поверхню можна записати так

$$\sum -Q = f (\sum (-t_a)) . \quad (11.2)$$

Зміни тепловмісту моря з моменту переходу температури повітря через нуль градусів до моменту появи льоду визначається з співвідношення

$$Q_H = c \cdot \rho \cdot H (t_w^0 - t_3) , \quad (11.3)$$

де c, ρ - теплоємність і густина морської води, H – глибина моря, t_3 - температура замерзання морської води.

Якщо солоність морської води в даному районі змінюється мало, температуру замерзання можна прийняти постійною. Тоді вираз для Q_H для конкретного району з глибиною H матиме вигляд

$$Q_H = f(t_w^0) \quad (11.4)$$

Температура води матиме значення температури замерзання, якщо втрати тепла крізь поверхню зрівняються з тепловмістом моря, тобто

$$\sum -Q = Q_H, \text{ або } \sum (-t_a) = f(t_w^0) \quad (11.5)$$

На рис. 11.1 показана графічна залежність суми градусо-днів морозу від тепловмісту моря, визначена Тютневим Я.А для прибережних районів Каспійського моря. Як видно, залежність представляє собою рівняння лінійної регресії.

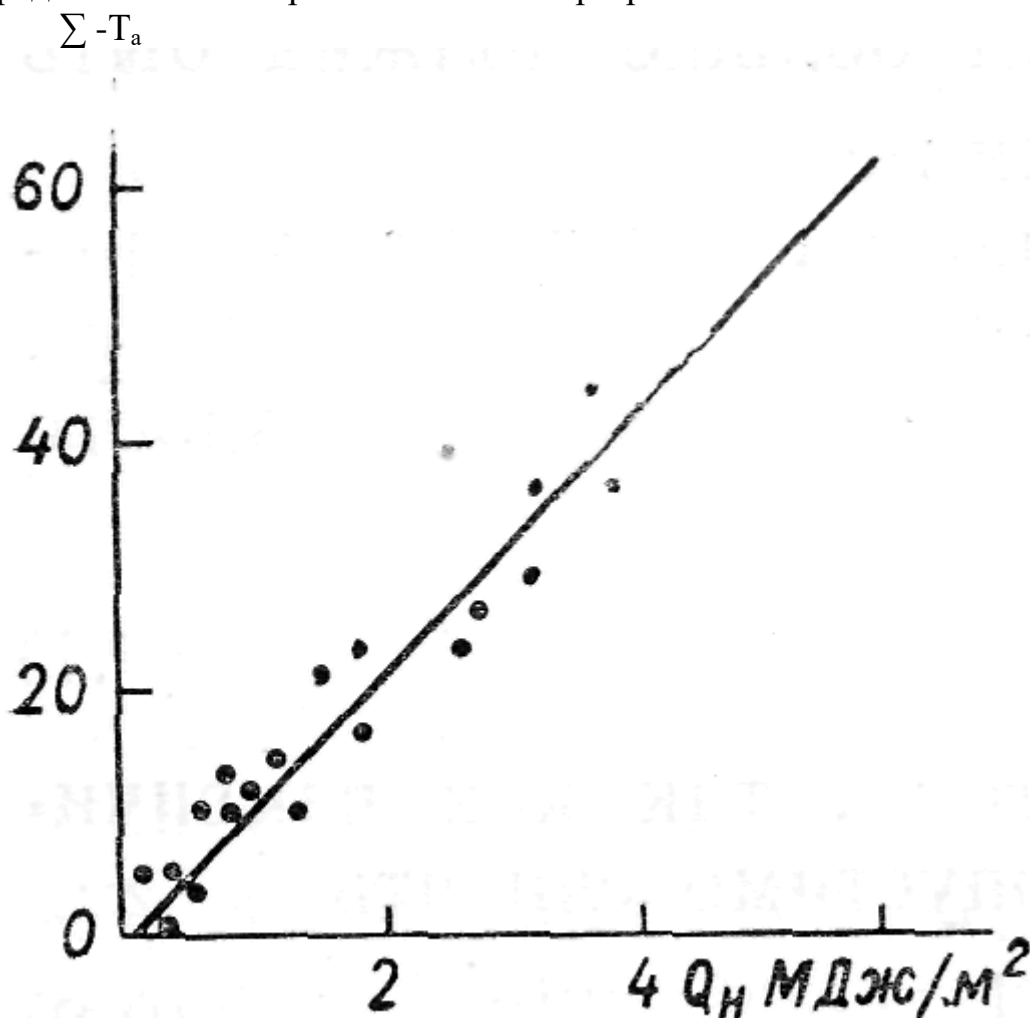


Рис. 11.1 Залежність суми градусо-днів морозу від тепловмісту моря

На основі натурних даних аналогічні залежності отримано для більшості прибережних районів моря. Наприклад, для деяких районів прибережній зони Чорного та Азовського моря, такі рівняння мають вигляд

$$\text{Одеса: } \sum(-t_a) = 10.7 t_w^0 + 7.0$$

$$\text{Миколаїв: } \sum(-t_a) = 4.0 t_w^0 + 10.0$$

$$\text{Очаків(лиман): } \sum(-t_a) = 5.5 t_w^0 + 1.4$$

$$\text{Маріуполь: } \sum(-t_a) = 8.8 t_w^0 - 4.8$$

Такі рівняння використовують для прогнозу дати появи льоду, а саме, знаючи t_w^0 , визначають кількісну величину $\sum(-t_a)$. За прогнозом температури повітря визначають, коли ця величина зрівняється з необхідною для появи льоду.

Така схема прогнозу може використовуватися в мілководних районах, де глибина конвекції досягає дна, вплив течій та згінно-нагінних коливань рівня незначний, та солоність змінюється мало.

Якщо в районі спостерігається значний вплив вод відкритого моря, існує вертикальна стратифікація води та часто виникають відлиги, схема прогнозу повинна враховувати всі ці явища.

Наприклад, для Балтійського моря рівняння для визначення $\sum(-t_a)$ є таким

$$\sum(-t_a) = f(N t_w^0, \sum(+t_a), \sum \Delta h), \quad (11.6)$$

де $N t_w^0$ - тепловміст шару води товщиною N на момент переходу температури повітря через нуль градусів,
 $\sum(+t_a)$ – сума градусо-днів тепла, яка накопичується після сталого переходу температури повітря через нуль градусів,
 $\sum \Delta h$ – сума відхилень рівня моря від середнього значення за період від переходу температури повітря через нуль градусів до моменту появи льоду.

Значення $\sum \Delta h$ служить посереднім показником адвекції тепла течіями, тому що між коливаннями рівня та течіями в прибережних районах існує тісна залежність.

Прогноз строку замерзання моря представляє більш складну задачу, ніж прогноз дати появи льоду. Для його вирішення необхідно знати кількість тепла Q_l , що виділяється при льодоутворенні в випадку замерзання моря. Основна проблема полягає в визначенні маси льоду при утворенні суцільного льодяного покриву. Процес

замерзання моря проходить дуже складно, а товщини льоду на різних ділянках дуже відрізняються. В процесі замерзання роль динамічних факторів зростає. Осінні штормові вітри посилюють вітрове перемішування, яке разом з конвективним перемішуванням призводить до інтенсивного теплообміну з нижніми шарами води. Крім того, механічний вплив коливань рівня, хвилювання та течій перешкоджають утворенню суцільного льодяного покриву. Як правило, ділянки, покриті первинними формами льоду, чергуються з ділянками чистої води. При подальшому зростанні втрат тепла крізь поверхню відбувається змерзання плавучого льоду та повне замерзання моря.

Якщо для конкретних районів моря можна встановити (за результатами спостережень), при яких середніх значеннях товщини льоду відбувається формування суцільного покриву, то задача спрощується та зводиться лише до визначення суми градусо-днів морозу, яка є необхідною для утворення заданої товщини льоду. Зростання товщини льоду Δh розраховується як функція від $\sum(-t_a)$

$$\Delta h = k (-t_a) , \quad (11.7)$$

де k – емпіричний коефіцієнт.

У відповідності до метеорологічного прогнозу визначається величина $\sum(-t_a)$ та Δh , яка є необхідною для формування суцільного льодового покриву.

11.3 Прогноз появи льоду в стратифікованому морі

При прогнозуванні появи льоду в глибоководних районах моря, де води стратифіковані, необхідно знати глибину конвекції на початок льодоутворення, яка названа *Зубовим М.М. критичною глибиною вертикальної зимової циркуляції* [3].

Кількість тепла, яку необхідно віддати в атмосферу для того, щоб температура поверхневого шару води знизилась до температури замерзання, М.М. Зубов назвав *показником замерзання*, який розраховується так

$$Q_z = c \cdot \rho \cdot H_z \cdot (t_{cp} - t_z) , \quad (11.8)$$

де c , ρ – теплоємність і густина морської води;

H_z - критична глибина вертикальної зимової циркуляції;

t_{cp} - середня температура води перемішаного шару;

t_z - температура замерзання морської води.

Значення Q_z може бути обчислено заздалегідь при наявності даних фактичних спостережень за вертикальним розподілом

температури та солоності води, або за їх середніми багаторічними значеннями.

Зміни тепловмісту, які зумовлюють появу льоду, розраховують за формулою

$$Q_H = c \cdot \rho \cdot H \cdot (t_{\text{сер}} - t_3), \quad (11.9)$$

де $t_{\text{сер}}$ - середня температура води перемішаного шару товщиною H ; t_3 – температура замерзання.

Для того, щоб знати, в який момент часу тепловміст шару води витратиться та появиться лід, необхідно розрахувати втрати тепла через поверхню, та визначити момент, коли вони зрівняються з тепловмістом.

За метеорологічним прогнозом температури повітря обчислюють втрати тепла через поверхню за кожен день та порівнюють їх з тепловмістом.

Такий засіб прогнозу дає задовільні результати в тих випадках, коли адвекція тепла та солі течіями незначна, глибина конвекції перевищує глибину вітрового перемішування. Для урахування впливу течій необхідно мати спостереження за ними або надійні схеми їх розрахунку.

Осіною, коли штормова діяльність посилюється, вітрове перемішування може переважати глибину конвекції. Тому паралельно з розрахунками конвективного перемішування необхідно проводити розрахунки вітрового перемішування.

При розрахунках необхідно також мати на увазі можливість виходу з глибини води з позитивною температурою. В таких випадках строки появи льоду зрушуються на більш пізніший час.

11.4 Прогноз динаміки льоду

При короткостроковому прогнозі положення крайки льоду ураховують ті фактори, що є головними. Для мілководних районів прогноз засновано на урахуванні витрат тепла через поверхню моря. Метод розроблено для північній частини Каспійського моря та полягає в визначенні положення в морі ізотерми, що відповідає температурі замерзання морської води.

Зміни температури води від доби до доби визначаються в залежності від інтенсивності втрат тепла крізь поверхню

$$\Delta t_w = \sum (-Q) / (c \cdot \rho \cdot H), \quad (11.10)$$

де $\sum (-Q)$ - втрати тепла крізь поверхню за добу,
 H - глибина перемішування.

В осінній період в мілководних районах Каспійського моря хвильове перемішування досягає дна, тому значення H приймається рівним глибині міста. Розрахунки проводяться послідовно від доби до доби до тих пір, поки температура води не стане рівній температурі замерзання.

Значення температури замерзання в різних точках в просторі дають можливість визначити положення ізотерми, що відповідає температурі замерзання морської води, тобто положення крайки льоду.

11.5 Прогнози весняних льодових явищ

Строки руйнування льодяного покриву та очищення моря від льоду залежать від його стану на початок танення, від висоти снігу на льодовій поверхні, метеорологічних умов та динамічних факторів. Найбільш важливими з них є: товщина льоду та снігу та тепловий баланс поверхні льоду. З багатьох спостережень відомо, що товщина льоду значно міняється в просторі, та при обмеженій кількості фактичних вимірювань важко отримати правильну оцінку середній товщини льоду. Тому за показник середній товщини льоду приймається величина суми негативних температур повітря з початку льодоутворення [3,4].

При складанні прогнозів весняних льодових явищ необхідно встановити момент, коли лід досягає максимальній товщини та починається його танення. За початок танення льоду приймається момент стійкого переходу температури повітря через нуль градусів в 13 годин дня. Між датою досягнення товщини льоду максимального значення та датою стійкого переходу температури повітря через нуль градусів в 13 годин дня існує тісна залежність.

Існування такої залежності пояснюється тим, що зміна знаку суми потоків тепла через поверхню льодяного покриву з негативного на позитивний відбувається при позитивних денних температурах повітря, навіть якщо середні добові температури повітря залишаються негативними. Денні позитивні температури повітря призводять до того, що поверхня льоду стає розпушеною, а ямки заповнюються талою водою. Негативні нічні температури призводять до утворення тонкої льодяної кірки, яка утворює так званий парниковий ефект. Цей ефект полягає в тому, що льодяна кірка пропускає короткохвильову радіацію, та не пропускає довгохвильову, іншими словами температура води під льодом поступово підвищується, що зумовлює початок танення. На рис.11.2 наведено залежність між датами досягнення максимальної товщини льоду та переходу температури повітря через нуль градусів о 13-ій годині.

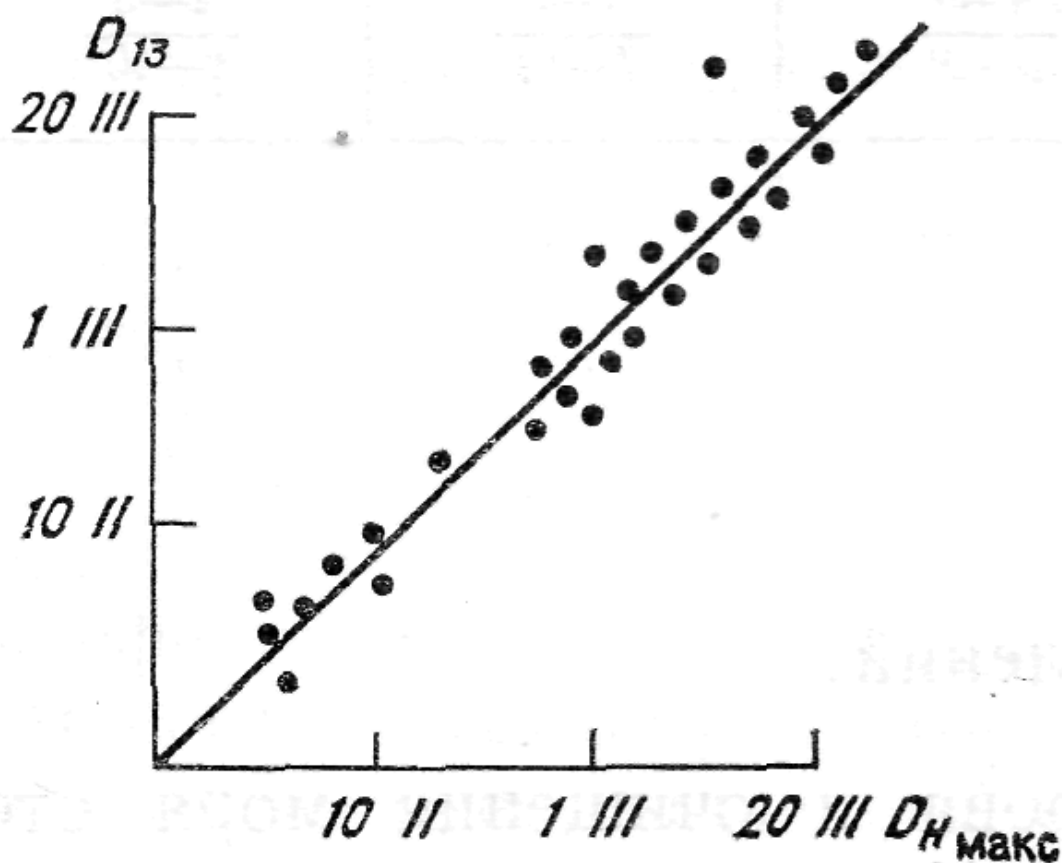


Рис. 11.2 Залежність між датами переходу температури повітря через нуль градусів о 13-ій годині та датами максимальної товщини льоду.

Строки руйнування та очищення моря від льоду визначаються за такими залежностями

$$D_p = f_1(\sum(-t_a), D_{13}),$$

$$D_{оч} = f_2(\sum(-t_a), D_{13}), \quad (11.11)$$

де D_p , $D_{оч}$ - дати руйнування та очищення моря від льоду,
 D_{13} - дати переходу температури повітря через нуль градусів о 13-ій годині,
 $(\sum(-t_a))$ - сума градусо-днів морозу, яка відображає максимальну товщину льоду.

12. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ

Небезпечні морські гідрологічні явища завдають матеріальних збитків морським галузям господарства, спричиняють аварії та загибель суден і людей.

Критерії небезпечності явища визначаються його інтенсивністю, тривалістю та площею розповсюдження.

До небезпечних гідрологічних явищ, які виникають на акваторії моря та порту, відносяться такі [2]:

- висота вітрових хвиль та брижів;
- підвищення (зниження) рівня моря вище (нижче) критичних позначок;
- цунамі, які спричиняють затоплення господарських об'єктів;
- поява льодового покриву у ранні строки;
- інтенсивний дрейф льоду, що загрожує прибережним спорудам;
- швидке обмерзання суден та гідротехнічних споруд;
- тягун в акваторії порту.

Для різних морів критерії небезпечності гідрологічних явищ не однакові. Для Чорного та Азовського морів та їх портів до особливо небезпечних явищ відносяться такі:

1. Швидкість вітру більша ніж $15 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$.
2. Висота хвиль в Чорному морі - 6м і вище, в Азовському морі – 3м і вище.
3. Тягун в бухтах та портах інтенсивністю 3 бали та вище.
4. Ранній початок стійкого льодоутворення:
 - у Таганрозькій затоці – раніш 10 листопада,
 - у північній частині Азовського моря – раніш 20 листопада,
 - у південній частині Азовського моря – раніш 10 грудня,
 - у північно-західній частині Чорного моря - раніш 10 грудня, у його лиманах – раніш 1 грудня.
5. Натиск льоду, який спричиняє руйнування портових і інших гідротехнічних споруд.
6. Значний дрейф важких льодяних полів щільністю 7-10 балів у північно-західній частині Чорного моря, в Азовському морі і Керченській протоці.
7. Утворення прибережного припаю – для Чорного моря товщиною 65 см і більше, для Азовського моря – товщиною 80 см і більше.
8. Обмерзання суден, яке загрожує безпеці їх плавання.
9. Утворення туману випару в затоках, бухтах тривалістю більш однієї доби, видимістю менш 100метрів.
10. Різкі зміни температури та солоності води, зменшення кисню, збільшення сірководню, що спричиняє зморні явища.
11. Зниження чи підвищення рівня моря вище або нижче критичних позначок, які погіршують діяльність флоту і спричиняють затоплення

берегових споруд та територій портів. Критичні позначки рівня моря для різних прибережних пунктів та портів різні. В зв'язку з кліматичними змінами рівня моря вони періодично уточнюються.

Для прогнозу небезпечних висот хвиль, екстремальних значень рівня моря, ранніх строків льодоутворення та замерзання моря використовуються методи, що розроблено взагалі для цих явищ. Таки явища, як тягун в акваторії порту, обмерзання суден та цунамі розвиваються при певному поєднанні гідрометеорологічних та геофізичних факторів, тобто гідрометеорологічних комплексів, тому для прогнозування цих явищ розроблено спеціальні методи. Далі розглядаються методи прогнозу тягуну, обмерзання суден та цунамі.

12.1 Прогноз тягуну в акваторії порту.

Тягун – це небезпечне та поки що маловивчене явище природи, яке спостерігається в багатьох портах Світу, в тому числі у портах Чорного моря - Батумі, Поті, Сухумі, Сочі, Туапсе, Новоросійську, Керчі, Феодосії, Ялті, Севастополі, Констанці, Бургасі, Варні та інших.

Вважається, що причиною тягуну є вітрове хвилювання моря, яке проникає через ворота на акваторію порту. Хвилі взаємодіють з водною масою порту, створюючи течії протилежних напрямків, в результаті чого судна, які пришвартовані біля причалу чи стоять на якорі, роблять обертально – поступальні рухи, зазнаючи при цьому сильної качки. Виникає загроза зіткнення суден, посадки їх на мілину, ушкодження корпусу та причалів. В таких умовах вантажні роботи у портах припиняються, судна виводяться на зовнішній рейд. Тривалість тягуну може досягати більш ніж 30 годин.

За інтенсивністю тягун буває слабкий (1 бал), помірний (2 бали) та сильний (3 бали). Помірний та сильний тягни відносяться до небезпечних явищ. Про виникнення тягуну можна судити по спостереженнях за коливаннями рівня моря за даними мореографа. При слабкому тягуні умовна висота хвилі на стрічці мореографа становить 11-20 см. При помірному тягуні – 21-30 см, а при сильному – перевищує 30 см. При помірному тягуні відбувається обрив швартових, вантажні роботи припиняються. При сильних тягунах судна виводяться від причалів на зовнішній рейд.

Розрахунок початкових елементів

Відомо, що у полі постійного вітру над морем виникають дві системи вітрових хвиль. Одна – з фазовою швидкістю, однаковою зі швидкістю вітру, так звана резонансна система, яка відповідає

низькочастотному максимуму спектра. Друга – з меншою фазовою швидкістю, яка відповідає високочастотному максимуму спектра. Важливою особливістю одночасного формування цих систем у полі вітрових хвиль є те, що для її розвитку необхідні певні умови, саме такі:

а) вітровий потік, який породжує вітрові хвилі, повинен бути стійким протягом тривалого проміжку часу (близько доби);

б) простір (розгін) району моря, де спостерігається вітровий потік, повинен бути значним (більш 100 км);

в) швидкість вітрового потоку повинна бути не менш ніж $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

При слабких вітрах та малих розгонах обидві системи хвиль розвиваються дуже рідко.

При постійному за напрямком та тривалістю вітру на пізніших стадіях розвитку процесу вітрового хвилювання частоти двох систем хвиль виявляються близькими, що спричиняє виникнення довгоперіодичних коливань. Оскільки для розвитку двох систем хвиль необхідні перелічені вище умови, довгоперіодичні коливання на підході до порт, отожд і тягун у порту виникає, як правило, після закінчення дії постійного та сильного вітру, який дме над просторим районом моря.

Елементи довгоперіодичних хвиль в умовах глибокого моря (з ухилом дна 0,01 та більш) розраховуються за формулами

$$h_{\text{довг}} = 2\pi^{3/2} \cdot h_{\text{в}}^2 / g \cdot \tau_{\text{в}}^2, \quad (12.1)$$

$$\tau_{\text{довг}} = 10 \cdot \tau_{\text{в}}, \quad (12.2)$$

де - $h_{\text{довг}}$, $\tau_{\text{довг}}$ - середня висота і середній період довгоперіодичних хвиль.

Для практичних розрахунків беруться такі формули

$$h_{\text{довг}} = 11.8 \cdot h_{\text{в}}^2 / g \cdot \tau_{\text{в}}^2, \quad (12.3)$$

$$\tau_{\text{довг}} = 12 \cdot \tau_{\text{в}}. \quad (12.4)$$

Для мілководних морів з горизонтальним дном й малими ухилами дна (0,001 і менш) при розрахунках висоти довгоперіодичних хвиль ураховують редуційну поправку за формулою:

$$h_{\text{довг}} = 11.8 \cdot h_{\text{в}}^2 / g \cdot \tau_{\text{в}}^2 \cdot f (H / g \cdot \tau_{\text{в}}^2). \quad (12.5)$$

Середня висота коливань рівня води у басейні порту визначається за формулою

$$h_{\text{п}} = R_{\text{н}} \cdot h_{\text{довг}}, \quad (12.6)$$

де R_n - коефіцієнт посилення початкових довгоперіодичних хвиль.

Коефіцієнт R_n визначають з графіка (рис.12.2), для чого спочатку визначають R_R - коефіцієнт резонансного підсилення, який залежить від розміру акваторії порту - довжини d , ширини - l , та ширини входу в порт - c , а також резонансного хвильового числа K_R . Для визначення R_R та K_R використовують графік (рис.12.1), вхідними параметрами в який є величини розміру акваторії порту. Приймається, що конфігурація порту є близькою до прямокутника.

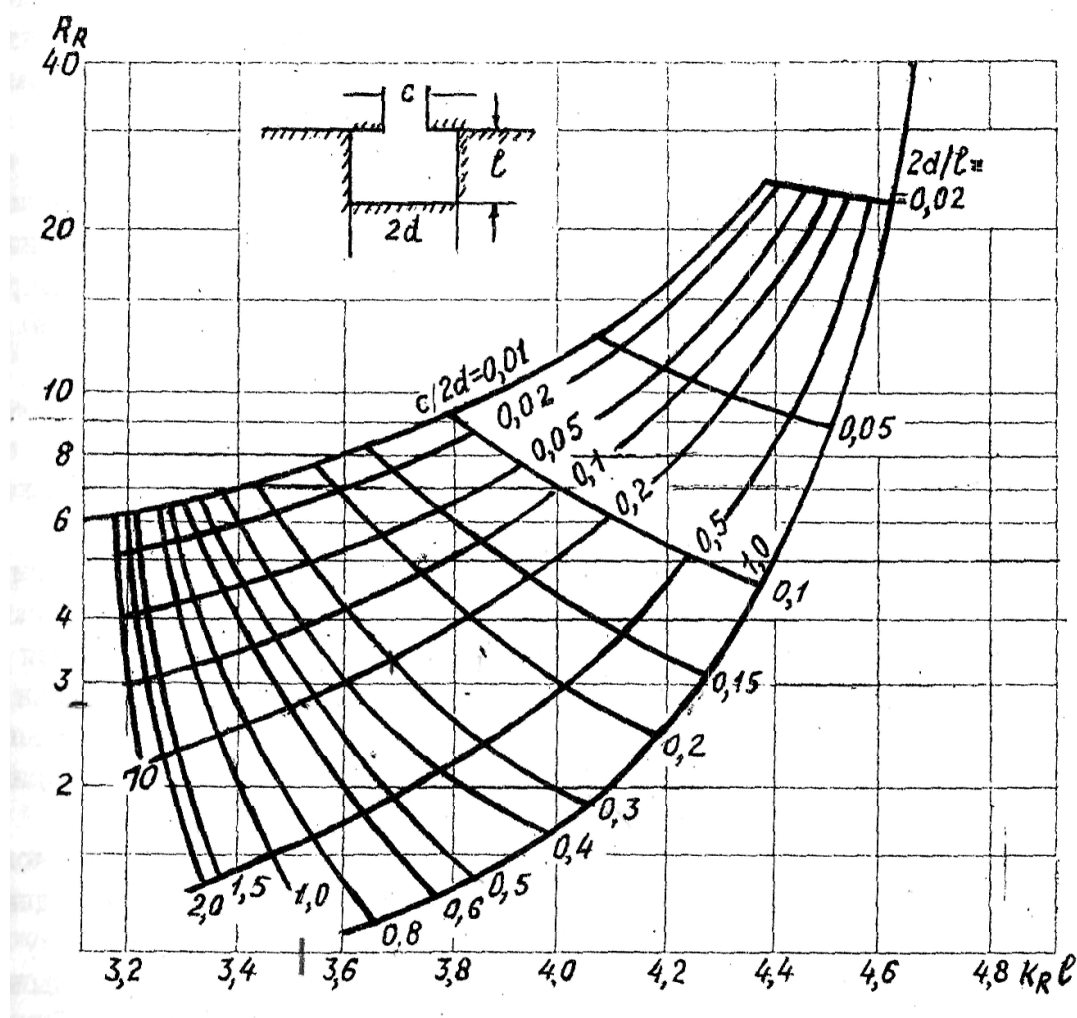


Рис. 12.1 Номограма для визначення резонансного коефіцієнта підсилення R_R та резонансного хвильового числа K_R .

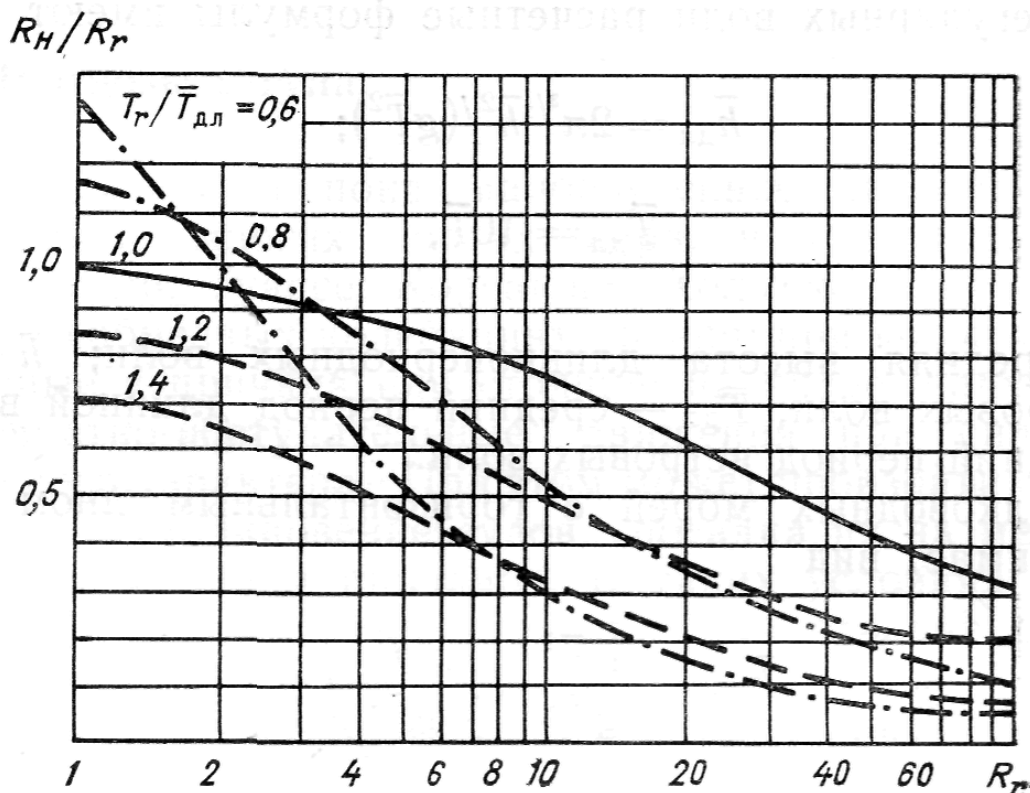


Рис.12.2 Залежність для визначення коефіцієнта R_H посилення початкових довгоперіодичних хвиль

Середній період коливань маси води в порту τ_p береться рівним резонансному періоду τ_R , який розраховується за формулою

$$\tau_R = 2\pi / K_R \cdot \sqrt{gH}, \quad (12.7)$$

де H - глибина в акваторії порту.

Основні атмосферні процеси, які спричиняють виникнення тягуну в портах Чорного моря

Як відзначалось вище, небезпечне явище тягун спостерігається в багатьох портах Чорного моря. У східних портах – Туапсе, Сухумі, Батумі, Поті – це явище досягає значної інтенсивності та завдає великі збитки морському флоту. В портах Сочі, Новоросійськ, Туапсе, Анапа, Керч, Феодосія, Ялта та Севастополь тягун відбувається з меншою інтенсивністю, а у портах північно-західній частини Чорного моря – Одесі, Іллічівську та Южному – тягун спостерігається рідко, а його інтенсивність не перевищує двох балів (слабкий тягун). Зумовлено це характером атмосферних процесів над морем та полями хвилювання [2].

Чорне море знаходиться, з одного боку, під впливом субтропічного поясу високого тиску та пов'язаних з ним атмосферних процесів, з іншого боку – під впливом атмосферних процесів, які виникають у більш північних широтах. Віддаленість Чорного моря від центрів дії атмосфери обумовлює ослаблення між широтного обміну та активності атмосферних процесів, особливо влітку, коли антициклонічний характер погоди сприяє інтенсивному прогріву, трансформації повітряних мас та розмиванню атмосферних фронтів. У холодне півріччя атмосферні процеси над морем та прилеглою сушею значно активізуються. У відповідності з переважним впливом континентального полярного повітря та розташованою над Середземним та Чорним морями циклонічної зони, Чорне море знаходиться під впливом північно-західного, північного та північно-східного вітру, які охоплюють, головним чином, західну частину моря. Одночасно з утворенням над Вірменським нагір'ям зони підвищеного тиску та поширенням відрога Сибірського максимуму, у південно-східній частині моря переважають вітри східної чверті.

Таким чином, переважання над західними районами моря вітру північної чверті обумовлює формування тут штормової зони. Простір Чорного моря у широтному напрямку сприяє значному розгону хвиль з штормової зони у південно-східному напрямку. Це є причиною того, що найбільша повторюваність та інтенсивність тягуна спостерігається саме у південно-східній частині моря та його портах Батумі, Поті, Сухумі.

Для виникнення тягуна в північно-західній частині Чорного моря необхідною умовою є поширення хвиль брижів з південно-східних районів. Наприклад, в порту Іллічівськ тягун виникає внаслідок дії східного, або південно-східного шторму тривалістю не менш 18-20 годин з швидкостями вітру $10-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а висотою хвиль брижі 2 м. Повторюваність таких штормів за результатами спостережень є незначною. Таким чином, імовірність цього явища в північно-західній частині значно менш, ніж в південно-східній.

Виходячи з того, що тягун виникає при певних гідрометеорологічних умовах, а його характеристики залежать також від особливостей причальних споруд, для різних портів визначені синоптичні умови тягуну та розроблено свої методи його прогнозу.

12.2 Прогноз обмерзання суден і гідротехнічних споруд

Причини обмерзання суден та гідротехнічних споруд

У високих та помірних широтах при негативних температурах повітря та хвилюванні моря спостерігається обмерзання суден та гідротехнічних споруд. Під час обмерзання відбувається відкладання льоду на високих частинах судна, внаслідок чого центр ваги підвищується, судно втрачає стійкість. Практично всі види суден наражаються на небезпеку обмерзання, однак, особливу небезпеку це явище завдає малотоннажним суднам з низькими бортами, якими є переважно рибальські судна [2].

Спостерігається три види обмерзання:

- обмерзання від забризкування та заливання водою під час сильного вітру та хвилювання моря;
- обмерзання під час охолоджених опадів – дощу, мокрог снігу, а також частинок води під час туману або випаруванні моря;
- змішане обмерзання, яке спостерігається внаслідок поєднання першого та другого видів обмерзання.

Критерії небезпеки обмерзання для усіх типів суден визначаються за інтенсивністю відкладення льоду, яка виражається в см за годину. Критерії небезпеки наведено в табл.12.1

Таблиця 12.1 Критерії обмерзання суден

Термін	Інтенсивність відкладення льоду, см• год ⁻¹	Частина акваторії, де спостерігається явище	Критерій небезпечного явища
Повільне обмерзання	≤ 0,6	Будь-яка	НЯ
Швидке обмерзання	0,7-1,3	Будь-яка	ОНЯ
Дуже швидке обмерзання	≥1,4	Будь-яка	ОНЯ

Для рибальських суден інтенсивність обмерзання визначається кількістю льоду (тонни) який утворюється в одиницю часу (години). В залежності від цього визначають слабе, помірне чи сильне обмерзання. Інтенсивність обмерзання різного типу рибальських суден (РС – риболовецький сейнер, СРТ – середній риболовецький траулер, СМРТ – середній морозильний риболовецький траулер) наведено в табл. 12.2.

Таблиця 12.2 Ступінь обмерзання риболовецьких суден в залежності від інтенсивності відкладання льоду

Тип судна	Інтенсивність обмерзання, тонна• година ⁻¹		
	слабке	помірне	сильне
РС	< 0,7	0,7-1,8	>1,8
СРТ	< 1,5	1,5-4,0	>4,0
СРТМ	< 3,5	3,5-8,0	>8,0

Обмерзання різної інтенсивності спостерігається при різних гідрометеорологічних умовах і в різних широтах розвивається не однаково. Наприклад, в табл. 12.3 наведено характеристики температури повітря та швидкості вітру, коли спостерігається обмерзання суден типу СРТ.

Таблиця 12.3 Інтенсивність обмерзання суден типу СРТ в залежності від гідрометеорологічних факторів.

Інтенсивність обмерзання	Швидкість вітру, м•с ⁻¹	Температура повітря, °С
Повільне обмерзання	Від 0 до 9	Від -1 до -3
Швидке обмерзання	Від 9 до 15	Від -3 до -8
Дуже швидке обмерзання	Більш 15	-3
	Від 9 до 15	-8

Обмерзання залежить не тільки від поєднання температури повітря та швидкості вітру, а також від температури води, курсу судна відносно напрямку вітру і висоти хвиль.

Дуже часто обмерзання спостерігається при температурах повітря від -1⁰ С до -6⁰ С, при помірному або сильному хвилюванні моря, при зустрічному чи боковому вітрі.

У Чорному морі обмерзання суден і гідротехнічних споруд спостерігається переважно у північно-західній та північно-східній частинах моря за період від листопада до квітня. Умовами виникнення обмерзання є поєднання температур води та повітря, напрямку та швидкості вітру відносно до руху судна, висоти хвилі, солоності води. Найбільш небезпечне обмерзання спостерігається, коли судно рухається проти вітру (в 60% випадків – швидке обмерзання) або при боковому вітрі(в 30% випадків швидке обмерзання)

обмерзання). Якщо судно рухається за вітром, імовірність цього явища зменшується (лише в 12% випадків – швидке обмерзання).

У Чорному морі поєднання гідрометеорологічних факторів, при яких спостерігається обмерзання суден та гідротехнічних споруд, можна розділити на три групи:

1. Комбінація негативної температури повітря та швидкості вітру (негативна температура до -3°C та швидкість вітру від штилю до $9\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ та більше). За таких умов виникає повільне обмерзання через бризки, помірне вітрове хвилювання, а також через опади, випар моря, туман та високу вологість повітря.

2. Комбінація температури повітря (-3°C та нижче) і швидкості вітру ($10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ та більше). Цей комплекс обумовлює високу імовірність швидкого обмерзання внаслідок морозу та зриву бризок з верхівок хвиль. Швидкість вітру прискорює процес замерзання повітряних краплин. Обмерзання від бризок має найбільше розповсюдження і складає у північно-західній та північно-східній частині моря 90% випадків, воно є найбільш небезпечним явищем через нерівномірне зростання льоду. Крім того, зростання льоду від бризок практично не обмежене.

3. Комбінація температури повітря (-8°C та нижче) та швидкості вітру ($10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ та більше) при всіх атмосферних опадах, туманах та випарі моря. Цей комплекс обумовлює дуже швидке обмерзання. Лід, який утворюється від бризок морської та прісної води характеризується великою в'язкістю і міцно прилипає до металевих конструкцій.

Аналіз показує, що обмерзання суден у Чорному морі відбувається при трьох типах синоптичних процесів:

- 1) Вихід південних циклонів у північно-західну частину Чорного моря;
- 2) Вихід пірнаючих циклонів зі Скандинавії до України;
- 3) Посилення антициклону у південних районах України.

Звичайно, обмерзання спостерігається у тилівій частині добре розвинутих глибоких циклонів, де відбувається адвекція холоду, яка супроводжується штормовими вітрами переважно північно-західного напрямку. Зона обмерзання розташована на віддаленні від холодного атмосферного фронту. У випадках глибоких оклюдованих циклонів при швидкості вітру $12-15\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, температурі повітря від -2°C до -10°C та води від 2°C до 5°C обмерзання може спостерігатися і поблизу центру циклону.

Для розрахунку інтенсивності обмерзання використовують спеціальний графік (рис. 12.3), за допомогою якого можна визначити інтенсивність в см за годину або в тонах за годину.

Криві лінії у I квадранті відображають залежність критерію інтенсивності від швидкості вітру та температурі повітря, при умовах,

що температура води дорівнює 1°C , солоність дорівнює 35‰ , а висота хвиль – 4 м.

У квадранті II враховується поправка на відміну температури води від 1°C , та кожна крива відповідає певному значенню температури води.

У квадранті III враховується поправка на відміну висоті хвилі, і кожна крива відповідає певному значенню висоти хвилі.

У квадранті IV враховується поправка на солоність води та тип судна.

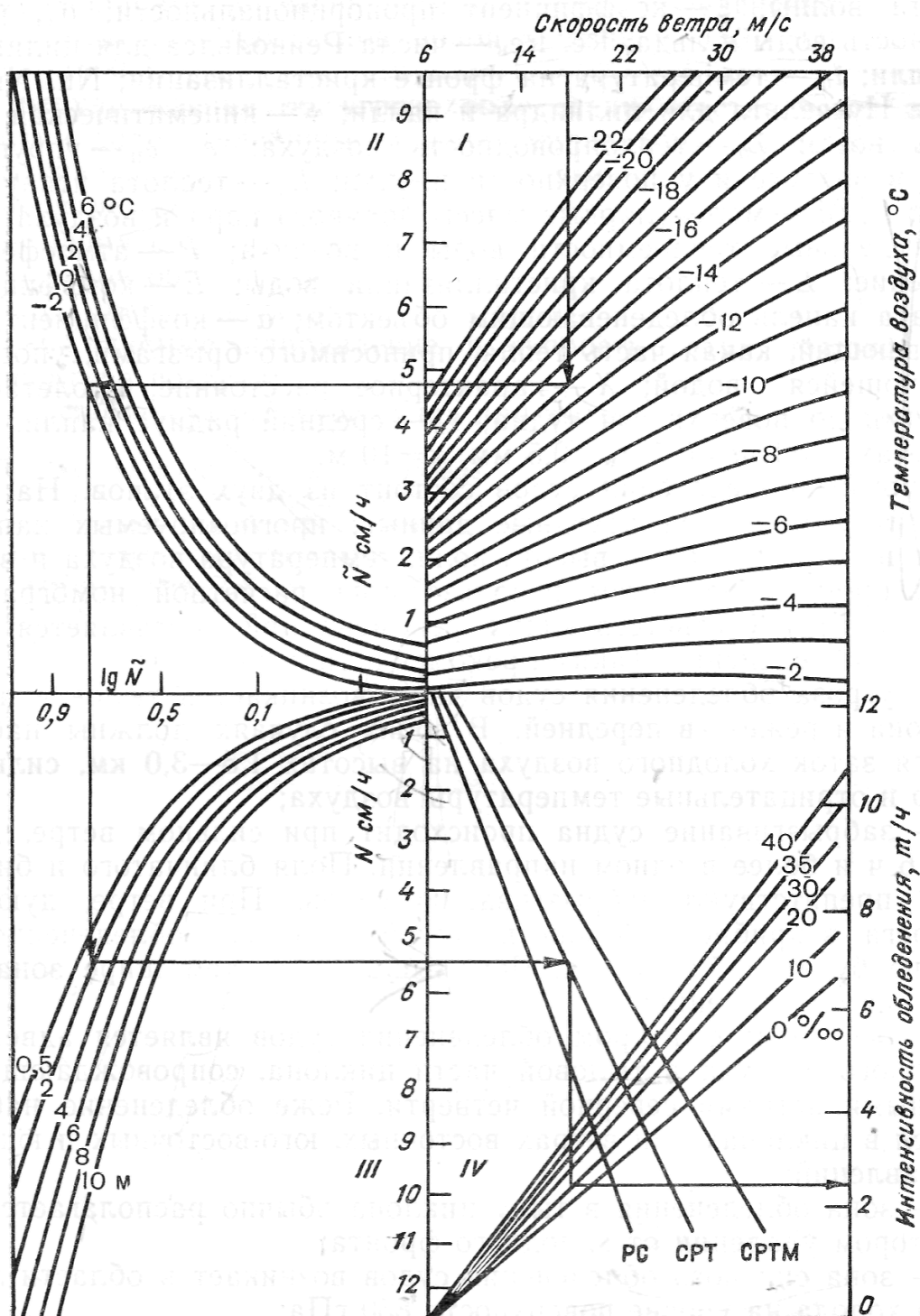


Рис.12.3 Графік залежності інтенсивності обмерзання суден типу РС, СРТ, СРТМ від гідрометеорологічних характеристик з [4].

12.3 Прогноз цунамі

Причини виникнення хвиль цунамі

Термін «цунамі» у буквальному перекладі з японської мови означає «хвиля в гавані». Під цією назвою розуміють хвилі на поверхні моря, які спричиняються зміщенням ділянки дна при землетрусах, зсувом ґрунту та виверженням вулканів. Хвилі цунамі спостерігаються переважно у сейсмічно активних районах океану, або моря, виникають внаслідок підводних землетрусів силою більш, ніж 5-6 балів за шкалою Ріхтера, з епіцентром на глибині меншій за 50 км.

Значні хвилі цунамі спричиняють великі руйнування вздовж узбережжя морів та океанів, тобто розрахунки параметрів хвиль цунамі має велике значення для господарської діяльності у прибережній зоні.

У наш час не існує надійних методів прогнозу цунамі. Звичайно, коли мові іде про прогноз цунамі, мають на увазі попередження про явище, яке вже виникло та наближається до тієї чи іншої ділянки прибережній зоні.

Засоби захисту від цунамі зводяться до винесення споруд за межі зони затоплення а також організації служби попередження про цунамі. Таки служби створені в США, Росії, Японії та деяких країнах південно-східній Азії. Щоб система попередження цунамі була ефективною, вона повинна упродовж кількох хвилин визначити усі необхідні параметри землетрусу (положення епіцентру, час виникнення, магнітуду, глибину фокусу, відстань від джерела до узбережжя) та цунамі.

Основна причина виникнення цунамі – тектонічні землетруси, які пов'язані з раптовим переміщенням великих мас земної товщі. Внаслідок різкого підняття та опускання дна океану у водній товщі відбувається зміна об'єму та тиску – хвилі стиснення та розрядження, які створюють на поверхні океану довгі хвилі. З епіцентру землетрусу довгі хвилі цунамі розповсюджуються радіально симетрично на усі сторони, Однак енергія хвиль розподіляється нерівномірно. Більша частина енергії сконцентрована вздовж нормалі до лінії розлому земної кори. Швидкість хвиль цунамі залежить від глибини, тобто вона змінюється про проходженні над ділянками з різним глибинами.

У глибоких районах океану швидкість хвиль може досягати 500-1000 км за годину, а відстань між послідовними вершинами досягає 500-700 км. Період таких коливань знаходиться в діапазоні від 10 до 45 хвилин. Коливання звичайно спостерігаються продовж декількох годин, а іноді й днів. Висота хвиль у центрі формування не перевищує 0,5-1,0 м, тому у відкритому океані хвилі цунамі непомітні. Однак при виході до мілководдя частина кінетичній енергії

переходить в потенційну, внаслідок чого сильно зростає висота та крутість переднього схилу хвилі. В деяких випадках висота хвиль цунамі досягає 30-40м. Потім відбувається руйнування хвиль, затоплення значної прибережній території та спад великих мас води назад до океану.

Перед наступом цунамі на узбережжі звичайно відбувається зниження рівня моря та прихід невеликих хвиль. Потім може бути повторне зниження рівня, після чого приходить цунамі. За першою хвилею, як правило, приходить ще декілька хвиль більшої величини з інтервалами від 15 хвилин до 1-2 годин. Звичайно максимальною може бути третя або четверта хвиля.

Хвилі проникають в глибину суші в залежності від її рельєфу іноді на 10-15 км і, маючи велику швидкість, викликають величезні руйнування та людські жертви.

Вплив цунамі на узбережжя залежить від форми бежевої лінії, наявності чи відсутності бухт та заток, ширини входу до бухти та її довжини. Так, існує залежність висоти хвилі від ширини на вході до бухти та ширини її в вершині бухти. Коли ширина бухти при вході в 6-8 разів більш, ніж у вершині, висота цунамі зростає в 2-2,5 рази. Навпаки, при розширенні бухти до її вершини, висота цунамі зменшується.

Прогноз цунамі

Передбачення цунамі в першу чергу залежить від того, як буде передбачено землетрус. На цей час землетруси не передбачаються з тою точністю, яка потрібна для обслуговування населення. Тому задача прогнозу цунамі в прямому сенсі цього слова поки що не розв'язана. Загальні відомості про цикли сейсмічності в тих, або інших районах Світу дають тільки очікувану картину в багаторічному плані, тобто відома імовірність сильних підводних землетрусів у таких роках, наприклад – в 2015-2020 рр.

Сьогодні під прогнозом цунамі розуміють розрахунок часу, необхідного для підходу хвилі від епіцентру землетрусу в океані чи морі до заданого пункту узбережжя. Для цього необхідно визначити різницю в часі (Δt) між приходом сейсмічної хвилі від епіцентру землетрусу, яка має швидкість V_c (в кілометрах за секунду) та приходом хвилі цунамі, яка має швидкість розповсюдження $C = \sqrt{gH}$, де H – глибина моря, g – прискорення вільного падіння. Проміжок часу Δt розраховується за формулою

$$\Delta t = [(V_c - C): V_c \cdot C] \cdot x, \quad (12.1)$$

де Δt – проміжок часу в секундах,

x – відстань в кілометрах від епіцентру землетрусу до заданого пункту.

Якщо взяти середню глибину Світового океану 4000 км, швидкість розповсюдження довгих хвиль (хвиль цунамі) дорівнює 0,2 км за секунду. Середня швидкість розповсюдження пружних сейсмічних хвиль V_c складає 10 км за секунду. Тому формула (12.1) спрощується та має вигляд

$$\Delta t \approx 5x, \quad (12.2)$$

де x – в кілометрах, а Δt – в секундах.

На сейсмічних станціях після отримання сигналу про землетрус, в першу чергу, визначають його інтенсивність та епіцентр. Для цього власні дані порівнюють з даними інших сейсмічних станцій (які надходять по радіо або телеграфом) і за азимутом визначають положення центру землетрусу. Велику допомогу у виявленні цунамі дають спостереження за рівнем океану вздовж шляху проходження хвилі, тобто на океанських островах та вздовж узбережжя. Дані про хвилі цунамі безпосередньо вимірювані мареографами, негайно передаються в центр сповіщення, що дозволяє уточнити розмір хвилі цунамі та час її підходу до різних пунктів.

Така система ефективно функціонує, якщо осередок землетрусу знаходиться досить далеко і вздовж шляху руху хвилі є острови та пункти, обладнані мареографами. Наприклад, для океанського узбережжя США та Гавайських островів найбільш небезпечними з точки зору виникнення цунамі є землетруси біля узбережжя Південної Америки. Час добігання їх складає декілька годин (до десяти). За цей час відповідні служби встигають не тільки уточнити розмір хвилі, але й посилають на її зустріч літак, який скидає буйки – вимірювачі рівня моря - і з їх допомогою уточнюють час приходу хвилі з точністю до хвилин.

По іншому складаються обставини поблизу узбережжя Далекого Сходу. Найбільш небезпечний район, де виникають землетруси, віддалений від узбережжя лише на 100-150 км, хвиля цунамі добігає до берега за 20-30 хвилин після землетрусу. Система оповіщення про цунамі заснована лише на аналізі сейсмічних даних групи станцій на Курильських островах та острові Сахалін. Крім цього використовуються автоматичні донні вимірювачі рівня, які встановлені на відстані 20-50 км від узбережжя і по кабельних каналах чи радіоканалах передають інформацію про коливання рівня у відкритому морі.

Розрахунок параметрів хвиль цунамі

Через те, що час добігання хвиль цунамі від епіцентру до узбережжя замалий, розрахунок параметрів хвиль виконується завчасно для різних ділянок узбережжя. Для цього проводиться районування ділянок узбережжя та складання карт часу розповсюдження цунамі від епіцентру землетрусу до будь якого пункту з урахуванням рефракції. Для складання карт застосовують методи, які засновані на теорії розповсюдження довгих хвиль в океані з мінливими глибинами. Відстань від епіцентру до пункту прогнозу розбивають на рівні відрізки, для яких глибини приймаються незмінними. Розрахунок часу розповсюдження цунамі через кожний відрізок з незмінною глибиною робиться за формулою

$$\tau = S / C, \quad (12.3)$$

де S – довжина відрізка, C – швидкість розповсюдження довгої хвилі, яка на глибокій воді розраховується за формулою Лагранжа $C = \sqrt{gH}$, а на мілководді за формулою Лагранжа – Ері $C = \sqrt{g(H \pm h)}$, де h – висота хвилі.

Загальний час пробігу хвилі визначається як сума часу для кожного відрізка.

Для визначення висоти хвилі цунамі h при виході на узбережжя використовується формула

$$\frac{1}{h} = \text{ctg } \alpha \cdot \left[\left(\frac{16 \xi_1}{5\pi^3} \right) \cdot \left(\frac{1}{H} - \frac{H^{1/3}}{H_0 \sqrt{H_0}} \right) + \left(\frac{2\xi_2}{3\sqrt{gT}} \right) \cdot \left(\frac{1}{H} - \frac{H^{1/4}}{H_0^{3/4}} \right) \right] + \frac{1}{h_0} \cdot \left(\frac{H}{H_0} \right)^{1/4}, \quad (12.4)$$

де H_0 – глибина океану на початку розрахункового відрізка,

H – глибина океану на кінці відрізка,

h_0 – початкова висота хвилі,

h – кінцева висота хвилі,

T – період хвилі,

ξ_1 – коефіцієнт тертя,

ξ_2 – коефіцієнт деформації,

α – кут ухилу дна до лінії горизонту,

g – прискорення вільного падіння.

Для розрахунку висоти хвилі цунамі у бухтах будь-якої форми використовується формула

$$h_0/h = 0,6 \left(b_0/b \right)^{0,7}, \quad (12.5)$$

де h_0 – висота хвилі в бухті,

h – висота хвилі на вході до бухти,
 b_0 – ширина поперечного перерізу бухти,
 b – ширина поперечного перерізу входу до бухти.

Визначені завчасно карти розповсюдження хвиль цунамі для різних ділянок узбережжя використовуються для складання попередження про параметри цунамі при реєстрації землетрусу.

Цунамі в Чорному морі

У районі Чорного моря велика сейсмічна активність не спостерігається, однак іноді тут відбуваються сильні землетруси, які можуть супроводжуватись хвилями цунамі. Наприклад, катастрофічний турецький землетрус 1939 року забрав життя більш як 23 тисяч людей. Хоча епіцентр землетрусу знаходився у північно-східній частині Туреччини, епіцентральною областю розповсюджувалась й на Чорне море. Внаслідок цього виникли хвилі цунамі, які спостерігались майже на усіх пунктах чорноморського узбережжя Криму та Кавказу, а висота хвилі цунамі у Новоросійську та Севастополі досягала близько півметра.

У районі Кримського півострова сильні землетруси, які супроводжувались хвилями цунамі, спостерігались 11 жовтня 1869р., 25 липня 1875р., 8 січня 1902р., 31 травня 1908р., 26 грудня 1919р. Ялтинські землетруси 1927 р. (2 квітня та 12 вересня) вважаються найбільш сильними у Криму й обидва супроводжувались хвилями цунамі.

Проте ні одна з хвиль цунамі в Чорному морі не становила серйозну загрозу для життєдіяльності людини. У той же час, можна припустити, що сильний землетрус, подібний до турецького 1939р., тільки з епіцентром у морі, може породити хвилі цунамі висотою декілька метрів та призвести до серйозних руйнувань.

13. Основи методів довгострокових морських прогнозів

13.1 Закономірності, які використовуються в прогнозах великої завчасності

Як вказувалось раніш, методи короткострокових морських гідрологічних прогнозів базуються на запізнюванні процесів в морі відносно полів метеорологічних характеристик, а також на використанні прогнозів погоди при складанні морських прогнозів. Науково-оперативний досвід показав, що із-за слабкої виправданості довгострокових прогнозів погоди їх використання в морських гідрологічних прогнозах великої завчасності не призводить до позитивних результатів. Тому морські гідрологічні прогнози великої завчасності базуються на інших методологічних основах [3,4,5]. А саме, використовуються такі закономірності:

- інерція гідрологічних процесів,
- спадкоємність у розвитку гідрометеорологічних явищ,
- циклічність мінливості океанологічних елементів,
- автоколивання в системі океан – атмосфера – материк,
- гелію – геофізичні фактори.

В залежності від складності явищ та ступеню вивченості режимних характеристик вказані фізичні закономірності використовуються по різному. В деяких випадках основою методики довгострокового прогнозу служать рівняння регресії, основані на урахуванні інерції теплових та динамічних процесів, які дозволяють доволі надійно визначити майбутній стан прогностичного елементу. Велика роль інерції тепловмісту діяльного шару океану, в коливаннях льодовитості моря та деяких інших океанологічних елементів добре відома та не викликає сумніву.

Прикладом значній тепловій інерції може бути результати роботи Криндіна, в якій зроблено оцінка інерції температурних аномалій за даними спостережень по кораблях погоди в Атлантичному океані [3]. Теплова інерція оцінювалась шляхом кореляції кожного місячного, сезонного та піврічного значення аномалії температури з їх значеннями в наступному місяці, сезоні та півріччі, через два місяці, сезони та півріччя і так далі до року. Аналіз результатів показав, що в області теплих течій найбільша сталість спостерігається для зимових та літніх аномалій. Їх інерція така велика, що її можна використовувати для довгострокового прогнозу на наступний місяць або сезон. В роботі Семенова наводиться імовірність збереження знаку аномалії температури води від місяця до наступного місяця. Аномалія температури води зберігається продовж двох місяців поспіль в 90% випадків, не менш трьох місяців поспіль – в 80% випадків, чотирьох місяців поспіль – в 70% випадків, п'яти місяців

поспіль – в 61% випадків. Таким чином, завчасність прогнозу аномалій інерційним засобом складає 4-5-місяців.

Інерційні методи відрізняються своєю простотою, а їх використання в оперативній практиці потребує мінімальної кількості вихідної інформації. Наприклад, інерційні методи довгострокового прогнозу середньомісячної температури води діяльного шару на стандартних океанографічних розрізах в Баренцового моря, прогнози положення крайки льоду та льодовитості моря мають доволі високу виправданість. Але ж при урахуванні лише інерції не вдається прогнозувати різкі зміни в розвитку гідрометеорологічних процесів.

Спадкоємність в атмосфері та гідросфері проявляється в закономірній зміні процесів в часі. Так як майбутні перетворення прогностичного явища підготовляється сукупністю різних визначальних факторів в попередній період часу, то вивчаються мінливість прогностичного явища та закономірності його розвитку в часі. Встановлено, наприклад, що якщо в жовтні та листопаді над Східною Європою спостерігається переваження меридіональних типів циркуляції атмосфери, то існує велика імовірність їх повторення й в січні та лютому наступного року. Ця спадкоємність використовується при складанні довгострокових льодових прогнозів на морях. Однак, слід мати на увазі, що спадкоємність деяких гідрометеорологічних процесів не завжди чітко визначено.

При розробки методів морських прогнозів великої завчасності важливою задачею є виявлення механізмів формування різних океанологічних полів. Велике значення мають дослідження автоколивань в системі океан - атмосфера. Дослідження автоколивань в Північній Атлантики, Арктичному басейні та в тропічних районах Тихого океану дозволяє зрозуміти природу циклів в 2 та 4-5 років в мінливості температури води, циркуляції вод та льодовитості арктичних морів.

Перші роботи з вивчення автоколивань в системі Північна Атлантика – Арктичний басейн виконав В.В Шулейкін [3]. Він вивчав взаємодію Північній - Атлантичній циркуляції і циркуляції вод Арктичного басейну.

Гіпотезу Шулейкіна В.В можна представити так. Підвищена температура води в Північній - Атлантичній течії, яка переносить більш теплі води в Арктичний басейн викликає зростання швидкості танення льоду. В свою чергу, танення льоду двояко проявляється на тепловому режимі вод. З однієї сторони, завдяки зменшенню льодового покриву зростає теплообмін з атмосферою і води скоріше охолоджується, з іншої сторони, танення льоду збільшує кількість води та дрейфуючого льоду, який надходить з Лабрадорською та Східно-Гренландською течіями в Атлантику. Порушується тепловий стан вод в районі Ньюфаундленда, де відбувається зустріч теплих та

холодних течій, і, як наслідок, температура води в струмені Північній - Атлантичній течії повинна знизитись. Зниження температури в теплій течії неминуче в подальшому призводить до ослаблення танення льоду в Арктичному басейні, сповільнення виносу дрейфуючого льоду холодними течіями. Все це призводить до підвищення температури води з початку в Лабрадурській течії а потім й в районі Ньюфаундленду. Таким чином, весь кругообіг теплових змін почнеться знов. Період таких автоколиваний складає приблизно 3.5 років.

Іншим достатньо яскравим прикладом автоколиваний в Світовому океані слід вважати явище Ель-Ніньо . Це явище проявляється в підвищенні температури води вздовж узбережжя Перу та Чилі, яке викликає масову загибель планктону та риби, а також штормову діяльність на узбережжі Південної Америки. Явище Ель-Ніньо зумовлено аномальним розповсюдженням теплих екваторіальних вод Між пасатної протитечії далеко на південь вздовж узбережжя Південній Америки. Це відбувається при ослабленні південно-східного пасату в екваторіальній частині Тихого океану.

Бьєркнес Я. запропонував модель, яка пояснює такі близько періодичні аномалії в Тихому океані [4]. В екваторіальній зоні Тихого океану спостерігається суттєвий температурний контраст, якій досягає 8 градусів між західними та східними районами. Ця різниця температури є причиною такого ж контрасту в нижній атмосфері над Тихим океаном. В результаті на сході екваторіальній зони відбувається опускання повітря, а на заході – підйом. Цей процес в свою чергу посилює апвелінг, якій досягає найбільшого розвитку в східній частині екваторіальній зони Тихого океану.

Таким чином, при посиленні південно-східних пасатів зростає підйом глибинних вод та температурний контраст між західними та східними частинами екваторіальній зони Тихого океану. При їх ослабленні зменшується підйом глибинних вод, що призводить до зниження температурного контрасту, конвергенції теплих поверхневих вод і, як наслідок, ще більшому ослабленню пасатів. В свою чергу, ослаблення пасатів сприяє накопиченню холодних вод в східній частині екваторіальній зони за рахунок Перуанської течії. Накопичення холодних вод на сході Тихого океану знов призводить до загострення горизонтального температурного контрасту, і цикл відновлюється.

Схема взаємодії океану і атмосфери в екваторіальній зоні Тихого океану носить автоколивальний характер з періодом близько до двох років. Однак, на цю просту схему покладаються інші макромасштабні процес, в тому числі взаємодія з атмосферними процесами в Індійському океані. Цикли коливаний більшої тривалості, ніж два роки, пов'язані з переносом температурних аномалій в системах

антициклонічній циркуляції вод океану. Таким чином, Бьєркнес показав, що значні аномалії температури води в екваторіальній частині Тихого океану обумовлені змінами пасатів, а їх зворотній вплив на атмосферну циркуляцію можна використовувати як фізичну основу для вивчення між річної мінливості гідрометеорологічних процесів та їх прогнозу. Для прикладу на рис.13.1 показано розподіл аномалій температури води в Тихому океані в квітні та травні 2015 року під час Ель-Ніньо, з якого видно, що в екваторіальній зоні та поблизу берегів Південній Америки аномалія досягає 1.5 – 3.0 градусів Цельсія.

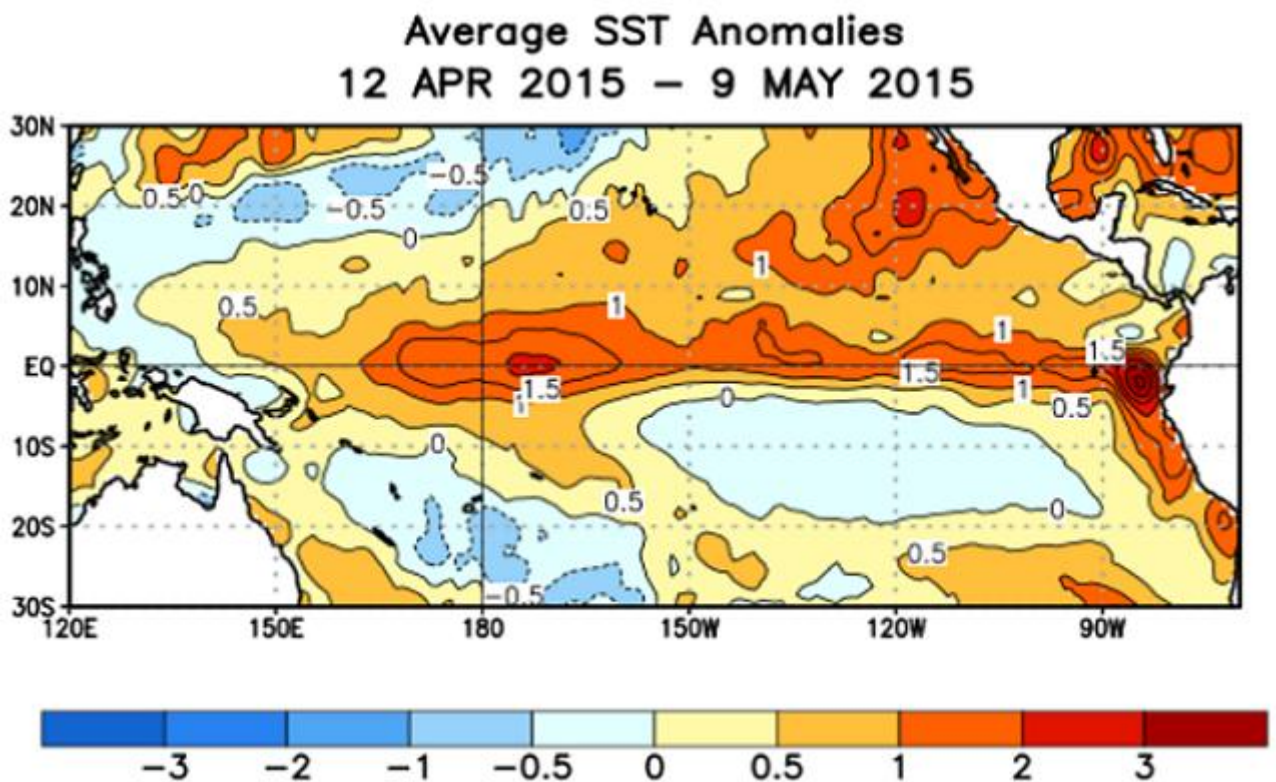


Рис. 13.1 Розподіл аномалій температури поверхневого шару води в Тихому океані з 12 квітня по 9 травня 2015 року під час Ель-Ніньо.

На рис. 13.2 наведено аномалії температури води в зоні Ель-Ніньо відносно норми за 1961- 1990р.р , з якого видно, що періодичність виникнення знаходиться в межах від 5 до 10 років, а починаючи з 80-х років попереднього століття по теперішній час частота цього явища значно підвищилось.

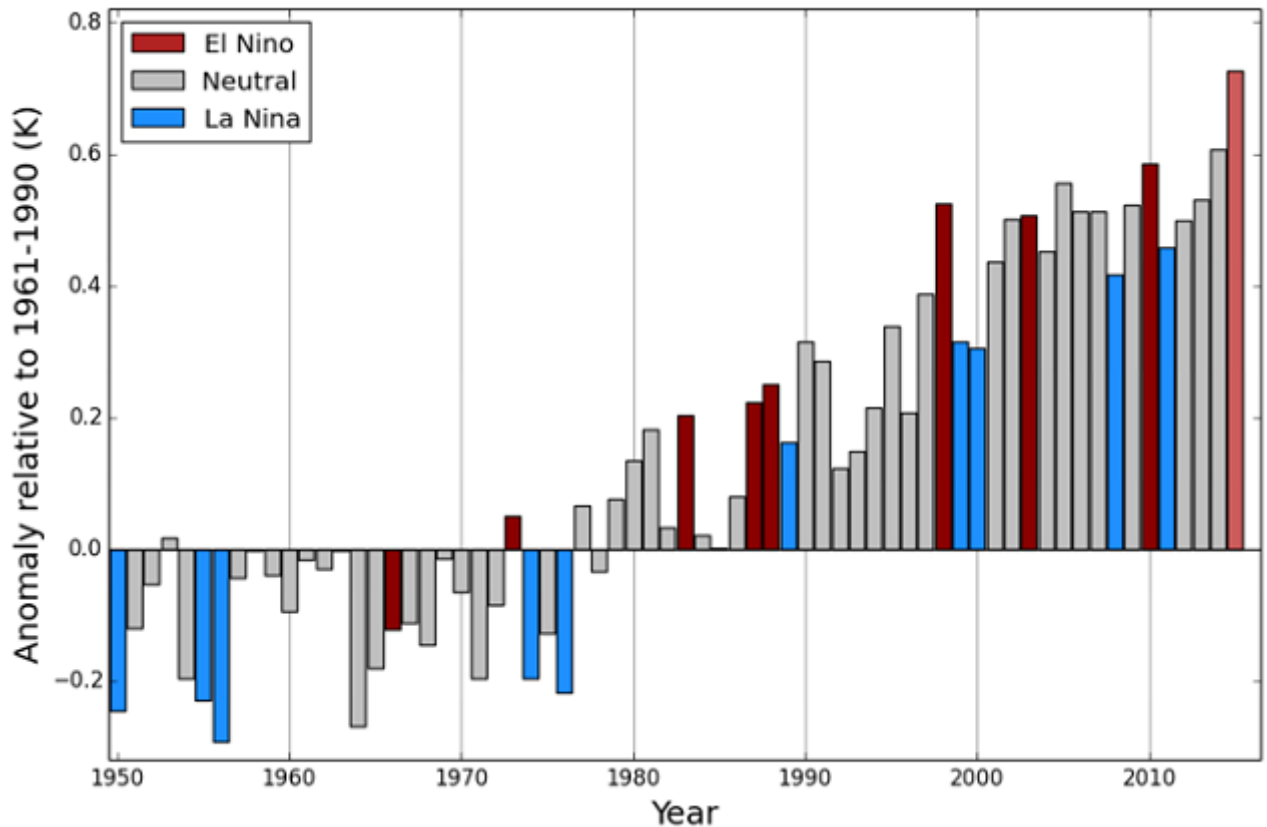


Рис.13.2 Аномалії температури води в Тихому океані, які є індикаторами Ель-Ніньо за період 1950-2015р.р. (аномалії розраховано відносно норми за 1961-1990р.р.)

Дослідження часовій мінливості океанологічних елементів показали, що в між річних змінах гідрометеорологічного режиму морів та океанів певну роль грають цикли тривалістю пів року, рік, 2-3, 4-5, 6-7, 11, 17-22 років, а в деяких явищах гідросфери простежуються цикли в 35-40 та 89-90 років. На жаль, фізична природа тих, або інших циклів залишається недостатньо зрозумілою. В той же час, тривають спроби використання циклів при складанні над довгострокових прогнозів температури води, льодовитості та рівня замкненого моря.

В коливаннях будь-яких гідрометеорологічних елементів існує сезонний цикл, який обумовлено сезонним ходом сонячній радіації. Поряд з річним циклом в океанологічних елементах (температура води, морські течії) простежується також піврічний цикл. Причина існування піврічного циклу в коливаннях температури води пояснюється несиметричністю кривої річного ходу температури, формальне розкладання якої дає дві хвилі - одна з річним періодом, друга - з піврічним періодом. Несиметричність криві річного ходу температури води, в свою чергу, зумовлено процесами нагрівання та охолодження діяльного шару моря впродовж року.

Інтерес до циклу близького до двох років проявлявся у вчених доволі давно. Так, Воейковим ще в 1891 році було показано на чергування теплих та холодних зим в Росії з періодом в два роки [4]. В більш пізніших роботах Белінський показав, що в коливаннях атмосферній циркуляції проявляється дворічна циклічність. Спроба пояснити таку циклічність сонячною активністю не дала результатів, тому, що дворічного циклу в сонячній активності не має. Більш пізніші дослідження виявили такі цикли в коливаннях температури води, течій та інші. Природа цього циклу на думку вчених - власні коливання системи океан - атмосфера. Особливо чітко такі коливання простежуються в екваторіальній стратосфері, де спостерігається західний або східний перенос повітря з циклом в два роки.

Крім дворічної циклічності в багаторічних коливаннях океанографічних характеристик виявлено більш тривалі цикли. Так, наприклад Мейнардус встановив, що в середньому кожні 4-5 років кількість льоду та тривалість льодового сезону в районі Ісландії досягає максимуму. Аналізуючи льодовитість в морях Карському, Лаптевих, Східному - Сибірському та Чукотському морях Візе виявив послідовність розповсюдження максимуму льодовитості з зсувом в кожному наступному з заходу на схід морі на 2-3 роки. На думку Візе, повторення максимумів льодовитості є наслідком оберտального переміщення циркумполярній баричній хвилі. В області підвищеного тиску над Північним Льодовитим океаном проходять баричні хвилі з періодом вісімнадцять років, аналогічним періоду астрономічних припливних хвиль в океані. Барична хвиля рухається з заходу на схід, в результаті посилюються та переміщуються чотири головних відроги полярного максимуму. Таким чином, повний період циркумполярній хвилі призводить до чотирикратного повторення відрогів полярного антициклону в кожному районі, що викликає циклічну повторюваність баричних умов в середньому через 4-5 років.

Цикл 17-22 років пояснюється мінливістю положення центрів дії атмосфери, наприклад Ісландській депресії. При північній локалізації цього центру дії атмосфери на північному сході Атлантичного океану відбувається збільшення його тепловмісту, а при південній локалізації – зменшення тепловмісту. Внаслідок загально планетарних причин Ісландський центр атмосферного тиску намагається переміщуватись на південь, але ж це призводить до його поступового заповнення та зменшення тепловмісту. Для відновлення енергії Ісландський мінімум повинен переміститися в північні широти, де спостерігаються більші температурні контрасти. Такі переміщення Ісландській депресії відбуваються з періодичністю 17-22 років, що викликає зміни температури води в Північній Атлантики з аналогічним періодом.

Цикл 11 років має назву циклу сонячної активності. Близько чотирьох століть тому після винаходу телескопу почались спостереження за диском Сонця. Час від часу на поверхні Сонця проявляються плями. Температура в області плям в середньому на 1000-1500 градусів Кельвіна нижче, ніж на інші поверхні. Плями зустрічаються групами з декількох плям або окремо. Тривалість їх існування складає від декількох годин до декількох місяців. Розміри плям також різні – від декількох сотень кілометрів до тисяч кілометрів.

Плями концентруються в широтній зоні від 5-го до 35-40-ого градусів кожній півкулі і відсутні в полярних та екваторіальних широтах. Активність Сонця також неоднакова на різних меридіанах. На деяких меридіанах велика кількість плям існує впродовж тривалого часу – багато років. При обертанні Сонця навколо своєї вісі ці зони суттєво впливають на всі процеси на Землі, та викликають ритмічність з періодом близьким до періоду обертання Сонця – 27 діб.

Для кількісної оцінки сонячної активності використовується чисельний показник – число Вольфа (Цюріхське число)

$$W = k \cdot (10g + f), \quad (13.1)$$

де k – коефіцієнт, який залежить від умов спостережень та виду інструменту, g – число груп та окремих плям, f – загальна кількість всіх плям в групах та окремих плям.

Фактичні дані індексу Вольфа існують з 1749 року та постійно поповнюються. Багаторічні зміни сонячній активності відчують циклічність. Середній період тривалості циклу є близьким до 11 років, але ж в окремих випадках може змінюватись від 8 до 17 років. Існують також більш тривалі цикли, близькі до 80-90 років (вікові). В багато чисельних наукових дослідженнях показано, що в мінливості гідрометеорологічних характеристик також спостерігаються цикли, близькі до 11 років та 80-90 років, а їх причиною вважається сонячна активність.

В довгострокових прогнозах використовуються також урахування дії сил космо - геофізичного походження – астрономічні припливні явища, нутація полюсів та зміни швидкості обертання Землі.

Дослідженню цих процесів присвячено велика кількість робіт Максимова [4,5]. Аналізуючи багато річні зміни різних характеристик гідрометеорологічного режиму, було показано, що існують цикли з періодом 3-6 років. Причиною такого циклу вважається відповідний період в змінах швидкості обертання Землі, за рахунок чого змінюється нахил рівня Світового океану. Різниця рівня на широтах 45 та 75 градусів має назву статичного індексу загальній циркуляції

вод Північній Атлантики. В його мінливості існують періоди 3 та 6 років, які обумовлені рухом полюсів Землі.

Згідно з дослідженнями Шулейкіна нутація полюсів відбувається в основному завдяки перерозподілу мас повітря при змінах сезонів року. Від літнього до зимового сезону відбувається перенос повітря з океанів на материки. По його розрахункам над Європою та Азією в зимовий сезон утворюється додаткова маса повітря приблизно $3 \cdot 10^{14}$ тон. В літній сезон ця маса повітря переміщується на океани. Так як океани та материки в північній півкулі розташовано не симетрично відносно до вісі обертання Землі, такі переміщення мас повітря повинні викликати постійні зміни моменту інерції цих мас. З законів механіки відомо, що така система не може обертатися спокійно, а відчуває постійні биття. Оскільки вісь Землі не є закріпленою, такі биття викликають нутацію полюсів. З іншої сторони нутація полюсів викликає зміни відцентрової сили, що призводить до деформації земної поверхні, що найбільш помітно проявляється в змінах рівня Світового океану. В свою чергу зміни рівня впливають на інтенсивність морських течій, на взаємодію між океаном та атмосферою та характер атмосферних процесів.

Таким чином, довгострокові морські прогнози базуються на урахуванні взаємодії океану та атмосфери, існуванні циклів різної природи, автоколивань в системі океан - атмосфера та всього різноманіття причино-наслідкових зв'язків.

14. Довгострокові прогнози температури води

14.1 Фізичні процеси формування теплового режиму океану

Великомасштабні зміни температури води в морях та океанах відбуваються під дією багатьох факторів. Зміни потоків тепла через поверхню розділу вода - повітря викликають перебудову полів температури, солоності та щільності води в діяльному шарі. Внутрішні хвилі, яки виникають на поверхнях розділу різних водних мас, можуть передавати коливання температури в товщу води.

Одну з можливих схем взаємозв'язку теплових процесів в Північній Атлантики та Арктичному басейні, як у запропонував Шулейкін В.В було розглянуто вище. Дуванін О.І.[4] розглядав механізм взаємодії між макро - циркуляціями в атмосфері та в океані на прикладі Північній Атлантики. Співставлення розподілу температурних аномалій в системах теплих та холодних течій з формами атмосферній циркуляції показало, що при посиленні західного переносу в помірних широтах призводить до посилення течій. В цьому випадку в зоні теплих течій спостерігаються

позитивні аномалії температури, а в області холодних – негативні. Такий розподіл температури викликає активізацію процесу тепло віддачі з океану в атмосферу в зоні кліматологічного полярного фронту. Це сприяє подальшому розвитку зональній циркуляції в атмосфері і відповідних адвективних змін температури води.

При порушенні зональній циркуляції в атмосфері переважна система течій в океані послаблюється, розподіл аномалій температури води буде зворотнім - в області теплих течій температура нижче норми, а в області холодних – вище. Контрасти температури на поверхні згладжуються, спостерігається послаблення тепло віддачі з океану в атмосферу. Такий розподіл тепла в океані сприяє збереженню послабленій зональній циркуляції. Схема розподілу аномалій температури води показано на рис. 14.1.

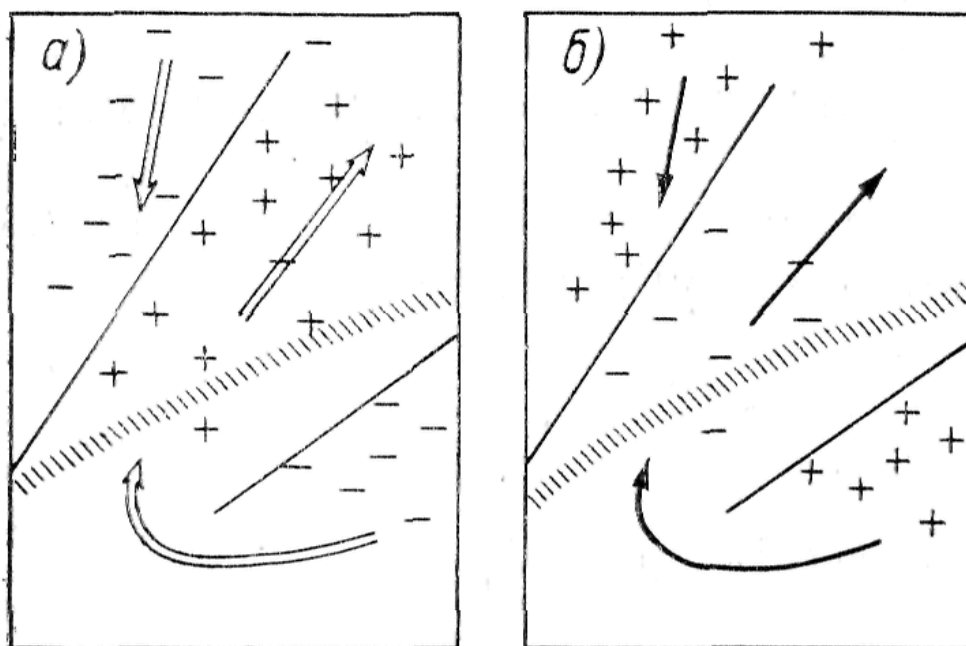


Рис. 14.1 Схематична характеристика розподілу аномалій температури води в системах теплих і холодних течій Північній Атлантики при посиленій (а) та послабленій (б) циркуляції атмосфери, («+» - позитивні аномалії, «-» - негативні аномалії).

Однак така погодженість між впливом атмосфери на океан та зворотнім впливом океану існують тимчасово. Великі температурні аномалії поступово переміщуються в просторі та відчувають вплив інших факторів, що зумовлює перебудову умов. На думку Дуваніна О.І. процес переносу тепла в Північній Атлантики має хвильову природу з періодами коливань від 2 до 3,4 року та від 4 до 7 років.

Безпосередній вплив на формування теплового режиму вод має приток сонячного тепла на поверхню океану та моря. На рис. 14.2

показано середній багаторічний річний хід притоку тепла від Сонця та річний хід температури поверхні моря за Самойленко В.С.

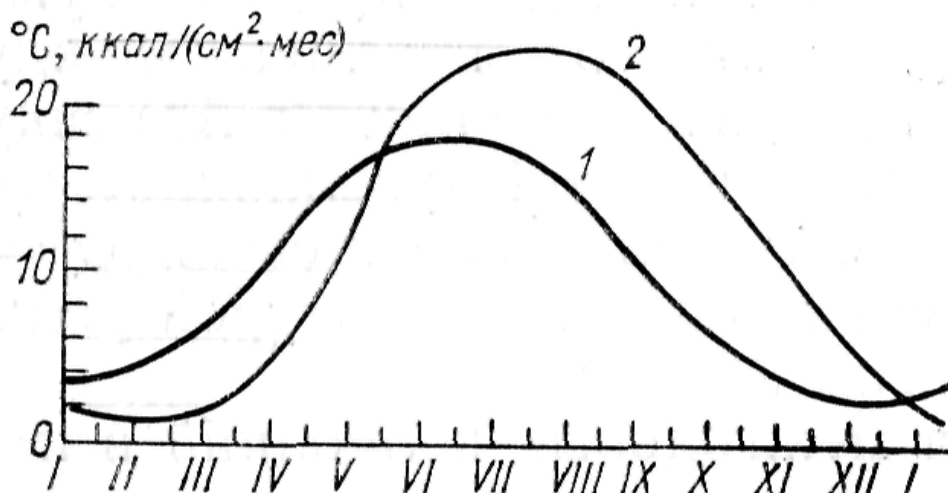


Рис. 14.2 Середній багаторічний хід притоку тепла (1) та температури поверхневого шару води (2) впродовж року, за Самойленко В.С. з [3]

Як видно з рисунку, найбільше значення температури води на поверхні досягається приблизно через 1.5 місяця після максимуму криві сумарні сонячній радіації.

Теплова взаємодія океану та атмосфери не обмежується притокам сонячній енергії на його поверхню. На поверхні океанів та морів існує безперервний теплообмін, обумовлений різними фізичними процесами. Він складається з трьох компонентів: турбулентного теплообміну, ефективного випромінювання та кількості тепла, що витрачається при випаруванні та конденсації. Річний хід складових теплового балансу поверхні моря показано на рис. 14.3.

В середньому за рік всі складові теплового балансу є зрівноваженими. Таким чином, надходження тепла через поверхню (або втрати) визначає зміни температури в часі, а процеси вітрового та конвективного перемішування, а також адвекція тепла течіями лише перерозподіляють тепло по глибині та в просторі.

Таким чином, ясно, що шлях до довгострокового прогнозу температури води в океані (або в окремих його частинах – морях) лежить через дослідження повного теплового балансу океану та атмосфери. На жаль за відсутністю або мало чисельністю

безпосередніх вимірювань складових теплового балансу на практиці використовують розрахункові значення.

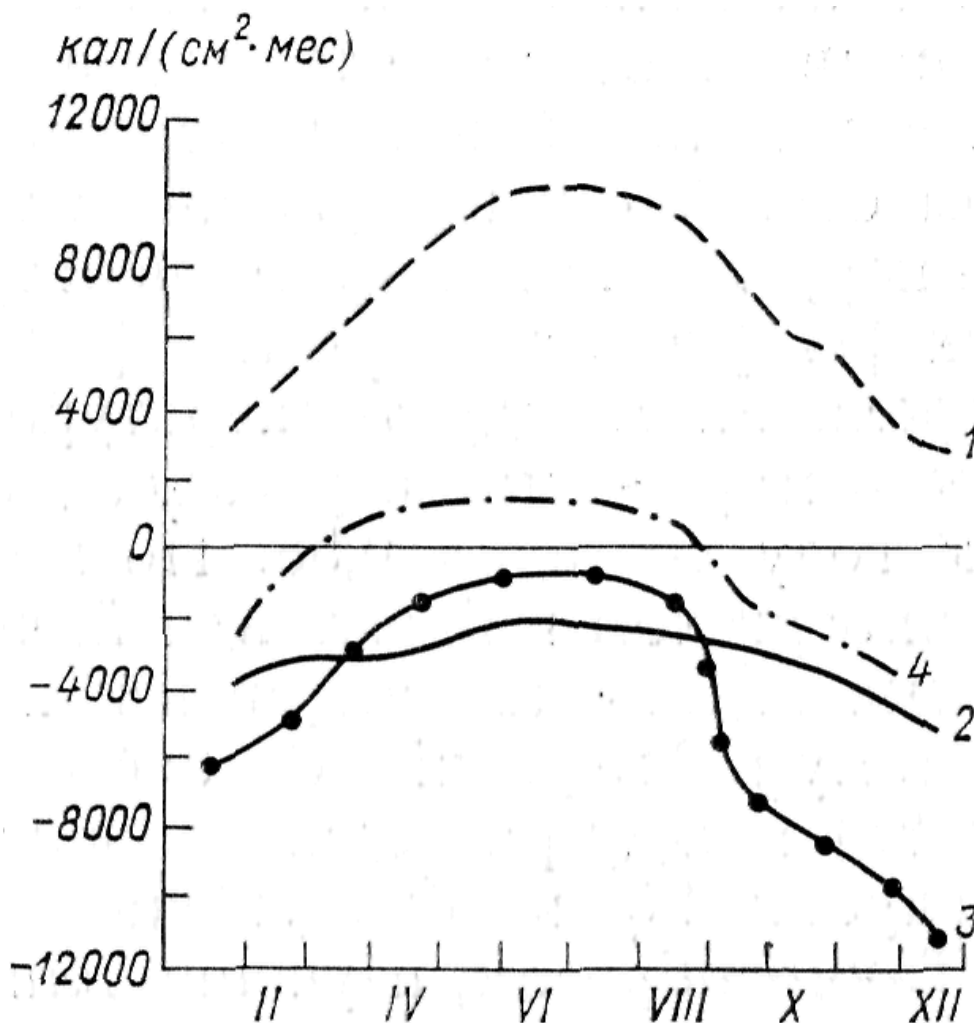


Рис. 14.3 Річний хід складових теплового балансу поверхні моря, за Истошиним Ю.В. (1- сумарна радіація, 2- ефективне випромінювання, 3- витрати тепла на випарування, 4 – теплообмін з атмосферою) з [3]

Оцінки складових теплового балансу показують, що на формування температурних аномалій переважений вплив має тепловий баланс поверхні та перенос тепла течіями. Їх відносне значення залежить від початкового стану океану та наступного характеру атмосферній циркуляції. Внесок турбулентного перемішування в зміни тепловмісту верхнього шару океану в середньому значно менше.

Для розробки методів прогнозу потрібно знати зміни окремих складових теплового балансу. Дослідження внутрішньорічній мінливості теплового балансу поверхні моря та його окремих складових показують, що найбільша кількість тепла від Сонця

поглинається океаном в теплу пору року, найменша – в холодну. Навпаки, випаровування з водної поверхні та турбулентний теплообмін з атмосферою досягають найбільших значень взимку, а найменших – в теплу пору року. Ефективне випромінювання в порівнянні з іншими складовими балансу змінюється мало, й його практично можна вважати постійним у всі сезони року.

Таким чином, влітку океан є мало активним, він головним чином накопичує тепло. На випарування та теплообмін з атмосферою витрачається мало тепла. Тому в теплу частину року теплова взаємодія океану та атмосфери проявляється слабо. Найбільш активно взаємодія океану та атмосфери проявляється в зимовий сезон. Тобто переважний вплив на формування температурного режиму моря призводять зимові процеси, коли спостерігається інтенсивний теплообмін океану та атмосфери. Аномалії температури води, зокрема, формуються звичайно в холодну пору року.

Зміни температури води зимою та літом відбуваються по різному. Зимою, коли океан втрачає тепло, головним процесом перерозподілу тепла є конвекція, яка призводить до вирівнювання температури. Літом, внаслідок великих градієнтів температури, як в просторі так й по глибині, зростає роль адвекції.

Тому методи прогнозу температури в холодну та теплу частини року звичайно мають різну основу.

Суттєвий вплив на формування полів температури води оказує адвекція тепла або холоду морськими течіями, апвелінг та макротурбулентність. На жаль із - за недостатньої кількості систематичних спостережень за температурою та течіями прямі методи розрахунків адвекції застосовуються рідко.

Наші знання про крупно масштабну взаємодію океану та атмосфери не дозволяють поки складати фізично обґрунтовані методи довгострокових прогнозів теплових процесів в морях та океанах. Найбільш перспективним є розробка сумісній моделі системи океан-атмосфера. Але ж для її реалізації потрібні хороші експериментальні данні по Світовому океану, використання потужних обчислювальних комплексів та рішення ряду інших питань.

14.2 Прогнози температури води, основані на урахуванні взаємодії океану та атмосфери

В.Ю.Візе вказував, що позитивним або негативним аномаліям температури води в теплу частину року в південному районі Баренцового моря передують зими з різним розподілом атмосферного тиску над Північною Атлантикою. Позитивні аномалії температури води влітку спостерігаються після сильного розвитку Ісландського мінімуму зимою та підвищених градієнтів атмосферного тиску над

Норвезьким морем, які приводять до інтенсивного притоку атлантичних вод в Баренцове море. В ті роки, коли взимку Ісландській мінімум є ослабленим, інтенсивність переносу теплих вод з Атлантики зменшується. Це приводить до негативних аномалій температури води в наступний період. Таким чином, Візе запропонував гіпотезу про переважний вплив зимових атмосферних процесів на формування температурного режиму моря в теплу частину року. На основі цієї фізичної гіпотези Белінським М.А. розроблено метод прогнозу середньої за літній сезон температури води для восьми квадратів Смеда в Атлантичному океані [3,5]. Смед вперше систематизував спостереження за температурою води в Атлантичному океані, які виконувались датським та ісландськими транспортними та промисловими суднами, та запропонував вісім квадратів осереднення за кожен місяць даних цих спостережень. Ці квадрати мають назву квадратів Смеда та показано на рис. 14.4.

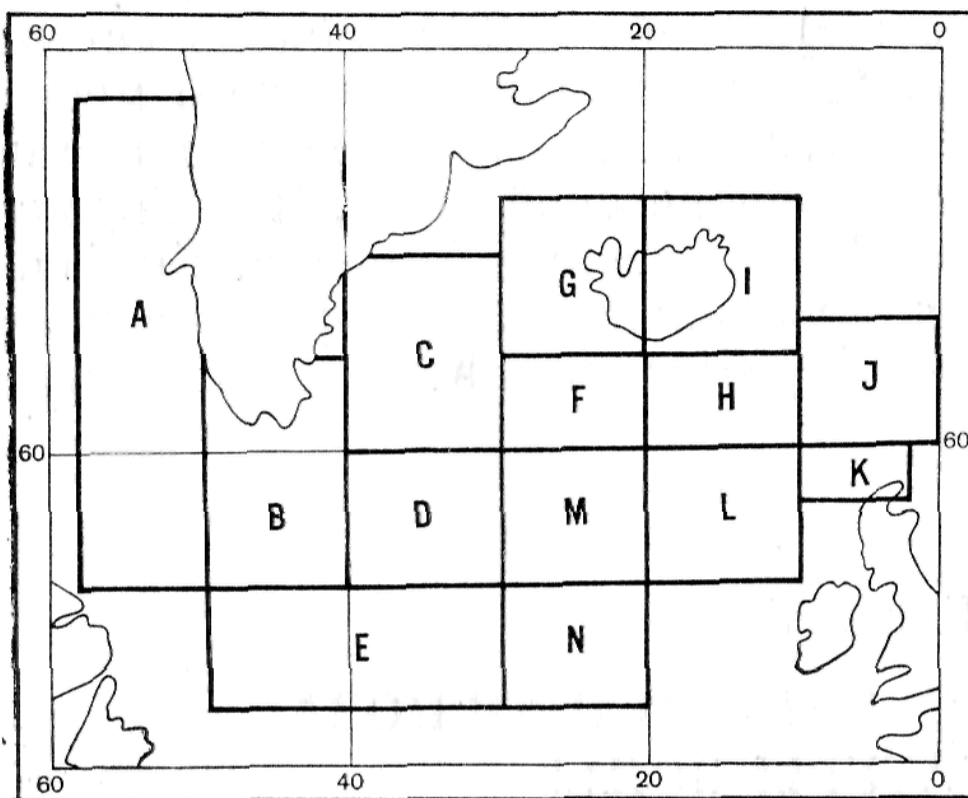


Рис. 14.4 Квадрати Смеда.

Ряди спостережень охоплюють період з 1881 по 1969 роки, що дозволило використовувати їх для розробки методу довгострокового прогнозу. В якості аргументів в прогностичних рівняннях використовувались індекси Белінського (J) за холодний сезон над Північною Америкою та температура повітря на станції Нанарталік

на півдні Гренландії . В деяких випадках використовувалась також температура води за попередній період в тому ж квадраті. Прогностичні залежності мають вигляд

$$T_w^{(iv-ix)} = f(t_a, t_w, J)^{x-xii}, \quad (14.1)$$

де t_a , t_w , J – температура повітря, води та індекс атмосферній циркуляції. Римськими цифрами вказано місяці.

Слід відзначити, що посиленню антициклонічній циркуляції над Північною Атлантикою відповідає зниження температури вод у всіх квадратах Смеда, й, навпаки, посиленню циклонічній циркуляції – підвищення теплового стану вод. Це є цілком зрозумілим. Коли переважає антициклонічна циркуляція, на акваторію Північній Атлантики поступає холодне та сухе повітря, посилюються втрати океаном тепла на випарування, турбулентний теплообмін та ефективне випромінювання. З іншого боку посилення антициклонічній циркуляції призводить до інтенсифікації холодних Східно-Гренландській та Лабрадурській течії.

При посиленні циклонічній циркуляції над Північною Атлантикою на її акваторію поступає тепле та вологе повітря з низьких широт й втрати тепла з цього приводу зменшуються. Крім цього, повітряний перенос з півдня послаблює інтенсивність холодних течій та сприяє підвищенню температури води.

Аналогічний підхід до прогнозу температури води в Баренцовому морі в тепле півріччя використано Каракашем А.І. [4]. Тепловий режим моря визначається процесами великого масштабу. Прогностичні рівняння урахують тепловтрати з поверхні в осінній та зимовий період та адвекцію тепла за той самий період. В якості показника тепловтрат використовувалась температура повітря на о. Шпіцберген (t_a), а інтенсивність атмосферній циркуляції над Північною Атлантикою та Баренцовим морем приймалась за показник адвекції тепла течіями (J).

Прогностичне рівняння має вигляд

$$T_w = a \sum t_a + b \sum J + c, \quad (14.2)$$

де T_w – температура води в шарі 0-200м, і по окремих шарах 0-100, 25-50, 50-100, 150-200 м за літній сезон,

$\sum t_a$, $\sum J$ - сума температур повітря та індексів Белінського за період з вересня по березень.

Завчасність прогнозів складає від 2 до 6 місяців, а забезпеченість при допустимій похибці $\pm 0,5^{\circ}C$ складає 80-90%.

Для прогнозу температури води в Японському морі Шапкіна В.Ф. використовувала матеріали глибоководних спостережень на

гідрологічних розрізах Японського моря та в північно-західній частині Тихого океану [4]. Було виявлено, що аномалії температури в шарі 50-200 м, де зміни теплового стану зумовлено адвекцією тепла течіями, більш значні, ніж в шарі 0-50м.

Оскільки зимове вихолодження, інтенсивність течій та зміщення вісі течії обумовлено атмосферними процесами, остання розглядалась над великими територіями та представлялась аналітично в вигляді розкладання в ряди Чебишова. В якості другого аргументу розглядалась температура повітря по берегових станціях в попередній зимовий період. Прогностичне рівняння має вигляд

$$\Delta t_w = a \sum A_{ij} + b \sum \Delta t_a, \quad (14.3)$$

де Δt_w - аномалія температури води шару 0-200 , середня по всім станціям розрізу,

$\sum A_{ij}$ – сума коефіцієнтів розкладання поля атмосферного тиску в попередній місяць,

$\sum \Delta t_a$ – сума аномалій температури повітря по берегових станціях за період з жовтня по березень.

Для північній частини Атлантичного океану Глаголева М.Г. запропонувала метод довгострокового прогнозу аномалій температури води в дев'яти точках(положення кораблів погоди) в теплий період року – з травня по жовтень [5]. Їх положення показано на рис. 14.5.

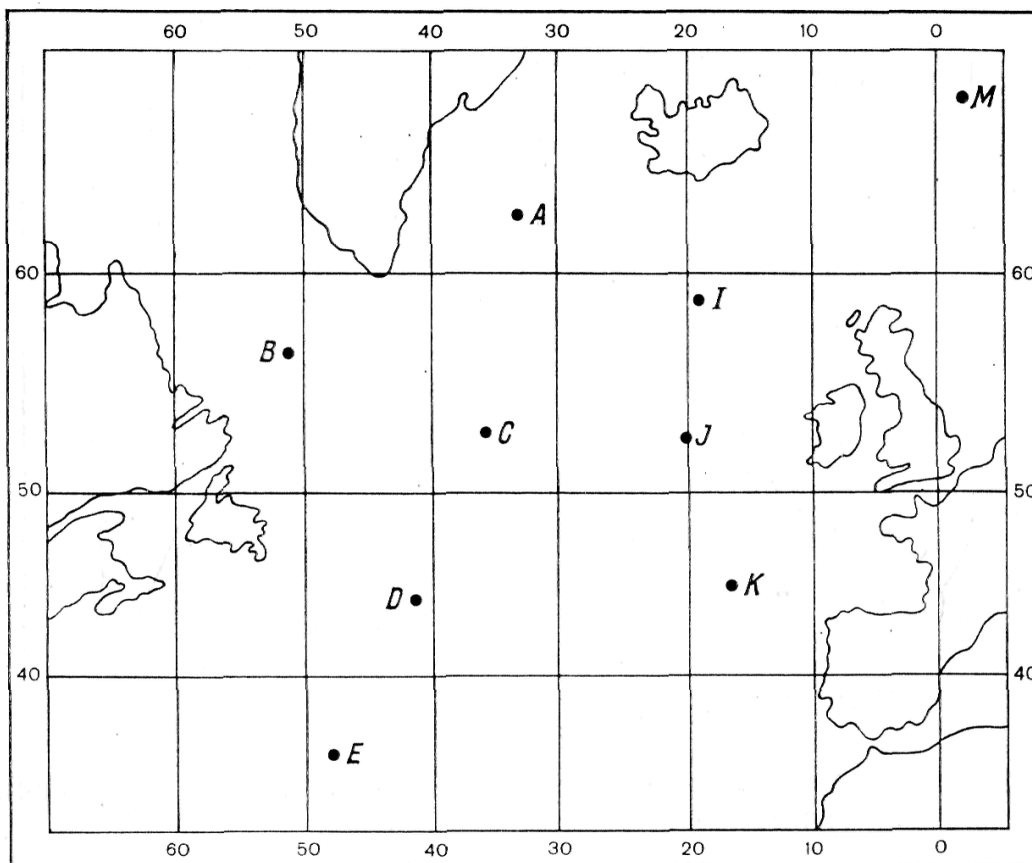


Рис. 14.5 Положення кораблів погоди в Північній Атлантики

В методі використовується фізична гіпотеза про переважний вплив зимових процесів на формування теплового стану океану в теплу пору року. В теплий період року загальний фон температури води в океані визначається тепловтратами з поверхні океану взимку. В теплу пору року роль адвекції тепла або холоду течіями значно зростає. На жаль, оцінити її вплив прямими засобами неможливо за відсутністю даних спостережень за течіями, тому адвективна складова визначається по полю атмосферного тиску. Атмосферна циркуляція розглядалась над Північною Атлантикою та Північною Америкою (32 точки).

Для виключення річного ходу використовувались не самі значення температури, а їх аномалії. Поля температури води та повітря задавались в 9 точках положення кораблів погоди в Північній Атлантики.

Поля температури води, повітря та атмосферного тиску представлено аналітично в ряди по природних складових

$$\Delta t_w = \sum B_i (\Delta t_w) \cdot X_i(x),$$

$$\Delta t_a = \sum B_i (\Delta t_a) \cdot Y_i(x), \quad (14.4)$$

$$\Delta p = \sum B_i (\Delta p) \cdot Z_i(y),$$

де - $B_i (\Delta t_w)$, $B_i (\Delta t_a)$, $B_i (\Delta p)$ – коефіцієнти розкладання полів аномалій температури води, повітря та атмосферного тиску відповідно,

$X_i(x)$, $Y_i(x)$, $Z_i(y)$ – природні складові відповідних полів,

x - нумерація точок полів температури води та повітря ($x=1,2,\dots,9$),

y – нумерація точок поля атмосферного тиску ($y=1,2,\dots,32$).

Для визначення природних складових розглядалися доволі тривалі ряди спостережень, які охоплюють для поля атмосферного тиску 100 значень, а для полів температури води та повітря літні та зимові місяці за період з 1948 по 1967 роки. Апроксимація полів температури води використовує 8 членів ряду, полів температури повітря також 8 членів ряду, а полів атмосферного тиску – 7 членів ряду.

При такому способі представлення вихідної інформації задача прогнозу зводиться до прогнозу коефіцієнтів розкладання, після чого робиться відновлення поля аномалій температури води за формулою (14.4). Прогностичні рівняння мають вигляд

$$B_i (\Delta t_w)_n = \sum a_i \cdot B_i (\Delta t_a)_{x_{ii-iii}} + \sum b_k \cdot B_i (\Delta t_a)_{(n-2)} + c_i \cdot B_i (\Delta t_w)_{n-2} + d_i, \quad (14.5)$$

де – a_i, b_k, c_i, d_i - коефіцієнти рівняння регресії,

n – номер місяця прогнозу, римськими цифрами вказано місяці, за які використовується температура повітря та температура води.

Завчасність прогнозу складає 2 місяці, а забезпеченість перевищує природну на 15-20%.

14.3 Динаміко - статистичний метод прогнозу температури води

Метод розроблено Альохіним Ю.М. та базується на урахуванні внутрішніх закономірностей розвитку прогностичного елемента, а зовнішні причини, які обумовлюють зміни температури води, прямими засобами не ураховуються. Сутність методу полягає в лінійній екстраполяції та виражається залежністю виду

$$q_t = f(q_{t-1}, q_{t-2}, q_{t-3}, \dots, q_{t-n}), \quad (14.6)$$

де q_t – прогностичне значення гідрометеорологічного елемента, $q_{t-1}, q_{t-2}, q_{t-3}, \dots, q_{t-n}$ – фактичні значення цього елемента в попередні моменти часу.

Таким чином, прогноз наступного значення q_t ряду гідрометеорологічного елемента складається, виходячи з передумови

про існування зворотної залежності в даному ряді спостережень, тому під f розуміють функцію зворотної залежності.

Можливість застосування рівняння (14.6) базується на теорії імовірних процесів, розробленої Колмогоровим А.Н., Винером Н. та ін. [6]. На думку Аліохіна Ю.М., явища природи одночасно є необхідними, тому що визначаються безпосередньо діючими на них факторами, та випадковими, оскільки кожне явище є результатом дії декількох причин. Можна припустити, що природні явища представляють собою суму великої кількості елементів випадковості, які накопичуються в процесі їх розвитку в взаємодії причино-наслідкових зв'язків. Гідрометеорологічні процеси, очевидно, мають внутрішню циклічність, що дає можливість їх екстраполяції. Циклічність краще виражається для явищ великого просторового та часового масштабу.

Чисельна реалізація прогнозу зводиться до розв'язання системи лінійних рівнянь вигляду

$$q_t = k_1 \cdot q_{t-1} + k_2 \cdot q_{t-2} + \dots + k_n \cdot q_{t-n}, \quad (14.7)$$

де - k_1, k_2, k_n - коефіцієнти зворотній залежності ряду, тобто коефіцієнти екстраполяції,

$q_{t-1}, q_{t-2}, \dots, q_{t-n}$ - відхилення від норми будь-якої характеристики в попередній період.

В цьому виразі невідомими є коефіцієнти екстраполяції та довжина ряду, тобто кількість членів ряду, яка забезпечує задовільні прогнози значення q_t . Ці величини визначаються за допомогою кореляційної функції досліджуваного ряду. Кореляційна функція ряду q_t довжиною n представлена формулою

$$R(t) = \sum q_i \cdot q_{i+t} / (n-t) \cdot \sigma_1 \cdot \sigma_2, \quad (14.8)$$

де - q_i, q_{i+t} - аномалії, t - зсув в часі,

σ_1 - середньо квадратичне відхилення від першого до $(n-t)$ - го члена ряду, σ_2 - середньо квадратичне відхилення від t до n - го члена.

Ефективність прогнозів за цим методом в значній мірі залежить від виду та сталості кореляційної функції $R(t)$. Для кількісної оцінки можливості застосування динаміко-статистичного методу розраховується спеціальний параметр - середній період кореляційної функції (T_R), який визначається за формулою

$$T_R = 2(\tau_{\text{ост}} - \tau_1) / N^* - 1, \quad (14.9)$$

де τ_1 та $\tau_{\text{ост}}$ абсциси першої та останньої точки перетину кореляційної функції $R(t)$ горизонтальної осі (осі часу),

N_* - кількість перетину функції $R(t)$ і горизонтальної осі.

Типову кореляційну функцію середньорічних значень температури води в океані показано на рис. 14.6.

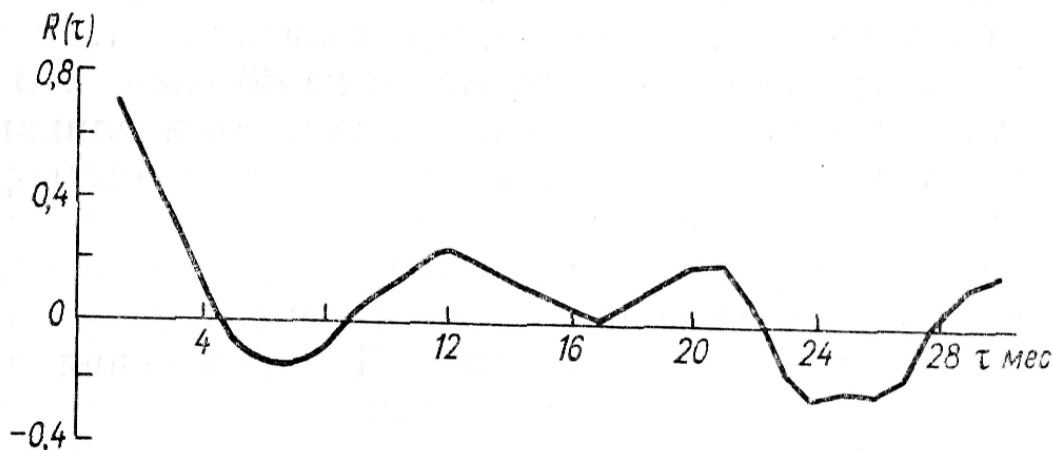


Рис. 14.6 Кореляційна функція середньорічної температури води діяльного шару на розрізі «Кольській меридіан» з [4]

Достатньо великі значення параметру T_R свідчить про те, що ряду притаманні довго – періодичні коливання. Для застосування методу для довгострокових прогнозів температури води в океані середній період T_R повинен бути достатньо великим ($T_R \geq 5 \dots 6$).

При визначенні довжини ряду необхідно встановити кількість членів ряду, при якій кореляційна функція має найбільшу сталість та максимальний середній період. Робиться це, як правило, методом підбору, тобто обирають декілька значень довжини ряду, розраховують кореляційні функції, по яких обчислюють коефіцієнти екстраполяції та складають перевірочні прогнози та визначають, для які довжини ряду їх забезпеченість є найбільшою. Ця довжина ряду вважається оптимальною, та розраховані коефіцієнти екстраполяції можна використовувати для оперативних прогнозів.

Для визначення коефіцієнтів екстраполяції методом Гаусса по кореляційних функціях розв'язують систему лінійних рівнянь вигляду

$$k_1 R_0 + k_2 R_1 + k_3 R_2 + \dots + k_n R_{n-1} = R_1,$$

$$k_1 R_1 + k_2 R_0 + k_3 R_1 + \dots + k_n R_{n-2} = R_2,$$

.....

$$k_1 R_{n-1} + k_2 R_{n-2} + k_3 R_{n-3} + \dots + k_n R_0 = R_n \quad (14.10)$$

Невідомими в цій системі є коефіцієнти $k_i, R_0, R_1, \dots, R_n$ – значення кореляційної функції в різні моменти часу.

Так як значення коефіцієнтів екстраполяції визначаються за кореляційними функціями, зі збільшенням тривалості ряду разом з уточненням кореляційної функції повинна зростати й точність прогнозу. Але ж, випробування методу на різних рядах спостережень показали, що внаслідок не стаціонарності гідрометеорологічних характеристик, дуже велика тривалість для обчислення кореляційних функцій та коефіцієнтів екстраполяції не дає покращення прогнозів. З іншого боку, обмежена тривалість ряду також не забезпечує точність прогнозів. Тому потрібно визначити оптимальне число членів основного прогностичного рівняння (14.7), при якому вплив не стаціонарності та обмеженості періоду поєднуються найкращим чином. Як вказано вище, довжина ряду визначається методом підбору.

Застосування динаміко статистичного методу для складання незалежних (на незалежному ряді спостережень) довгострокових прогнозів температури води в моря забезпечує задовільні результати на 3-4 кроки вперед. А далі необхідно знов обчислювати кореляційні функції та коефіцієнти екстраполяції по більш тривалому ряду. Незважаючи на простоту методу з математичної точки зору, його недоліком є невелика завчасність прогнозів. Це є наслідком не стаціонарності часових рядів гідрометеорологічних елементів.

14.4 Компонентно-гармонічний та генетичний методи над довгострокових морських прогнозів

Урахування впливу геліо- геофізичних факторів на гідрометеорологічні процеси виконувалось в роботах багатьох вчених. Візе В.Ю. та Ейгенсон М.С. вперше спробували урахувати коливання сонячної активності при розробці методики морських прогнозів великій завчасності. При цьому використовувалась гіпотеза про сукупний вплив довго- періодних припливів, нутаційних коливань земної вісі та змін сонячній активності на макро- масштабні гідрометеорологічні процеси. Вперше такий підхід зроблено Максимовим І.В. для прогнозу льодовитості в Баренцовому морі. Метод отримав назву компонентно-гармонічний [4,5]. Вважається, що багаторічні зміни прогностичного елемента визначаються сукупною дією виявлених певних циклів й в подальшому їх можна використовувати для прогнозу багаторічних змін цього елемента. Задача полягає в визначенні циклів, що досягається за рахунок застосування гармонічного аналізу гідрометеорологічного елемента, а прогностичне рівняння має вигляд

$$Q_{\tau} = Q_{cp} + \sum A_m \sin (2\pi / \tau_m + \varphi_m), \quad (14.11)$$

де - Q_t – прогностичне значення гідрометеорологічного елемента,
 Q_{cp} - середньо значення гідрометеорологічного елемента за рядом спостережень,

A_m, φ_m, τ_m - амплітуда, фаза та період визначеного коливання .

Сума ураховує певну кількість гармонік.

Можливість застосування цього методу має певні обмеження. По перше, метод не має обмеження по завчасності прогнозу. По друге, при виводі прогностичних рівнянь приймаються середні періоди, фази та амплітуди кожній гармоніки. Це завдає додаткові помилки, тому, що природні процеси не є періодичними, а циклічними, тобто періоди, амплітуди та фази можна вважати постійними лише на коротких відрізках часу, а при переході на інші відрізки вони змінюються, що не ураховується методом.

Тому, для удосконалення методу Максимов І.В. і Смірнов Н.П. запропонували генетичний метод над довгострокового прогнозу температури води [4].

В основі генетичного методу лежить залежність між зовнішній силою та лише той частиною коливань гідрометеорологічного елемента, яка завдається цією силою. Складові прогностичного елемента виділяються смуговим фільтром ковзного осереднення, а в якості пре дикторів використовуються різні індекси космо-геофізичних сил. Для кожній визначної складовій обчислюються рівняння регресії. Але ж в цьому випадку виникає необхідність мате прогноз індексів космо- геофізичних сил. В окремих випадках складання прогнозу поліпшується тим, що між силою, що впливає , та гідрометеорологічною характеристикою існує зсув в часі, що дозволяє брати фактичне значення індексу космо-геофізичних сил, замість його прогнозу. Для деяких рядів гідрометеорологічних характеристик зсув в часі складає три роки, що й визначає завчасність прогнозу.

Вперше цей метод було застосовано для прогнозу температури води поверхневого шару в липні місяці для Фареро - Шетландській протоки. Прогностичне рівняння має вигляд

$$\Delta t_w = 0,0188 R_p + 0,0054 \Delta W_{11} + 0,0025 (R_n)_{t-3} + 0,01 \Delta W_{\text{вік}} + 0,05, \quad (14.2)$$

де R_p – припливний індекс Максимова,

R_n – нутаційний індекс Максимова (трьома роками раніше),

ΔW_{11} та $\Delta W_{\text{вік}}$ - аномалії ходу сонячній активності в 11 річному то віковому циклах.

Подальше вдосконалення методу пов'язано з розробкою гіпотез природи циклів, уточненням методики прогнозу зовнішніх сил, які зумовлюють періодичні складові прогностичного елемента режиму.

14.5 Використання довгострокових прогнозів температури води для промислових цілей

При плануванні та організації рибного промислу в океанах та морях важливу роль грають промислові прогнози. Для розробки промислових прогнозів необхідно знати: по перше, залежність врожайності поколінь, нересту, міграції та ступеню концентрації риби від гідрометеорологічних умов, по друге, прогноз цих умов. Між фізіологічним станом риби та умовами середовища їх пробування зв'язки достатньо складні та охоплюють багато факторів, діючих одночасно. Про вплив абіотичних факторів на врожайність поколінь, умови виживання, нерест, міграцію та концентрацію для кожного виду риби судять на основі емпіричних відомостей.

З усіх зовнішніх умов на врожайність поколінь та нерест дорослої риби найбільший вплив завдають теплові процеси, які визначають швидкість біохімічних процесів, розвиток полових продуктів та темпи росту риби. Крім цього, термічний режим вод в промислових районах визначає умови нагулу та зимування нерестовій риби [4]. На рис. 14.7. показано границі атлантичних вод та район скупчення зоопланктону зимового фонду, які демонструють просторовий збіг між ними.

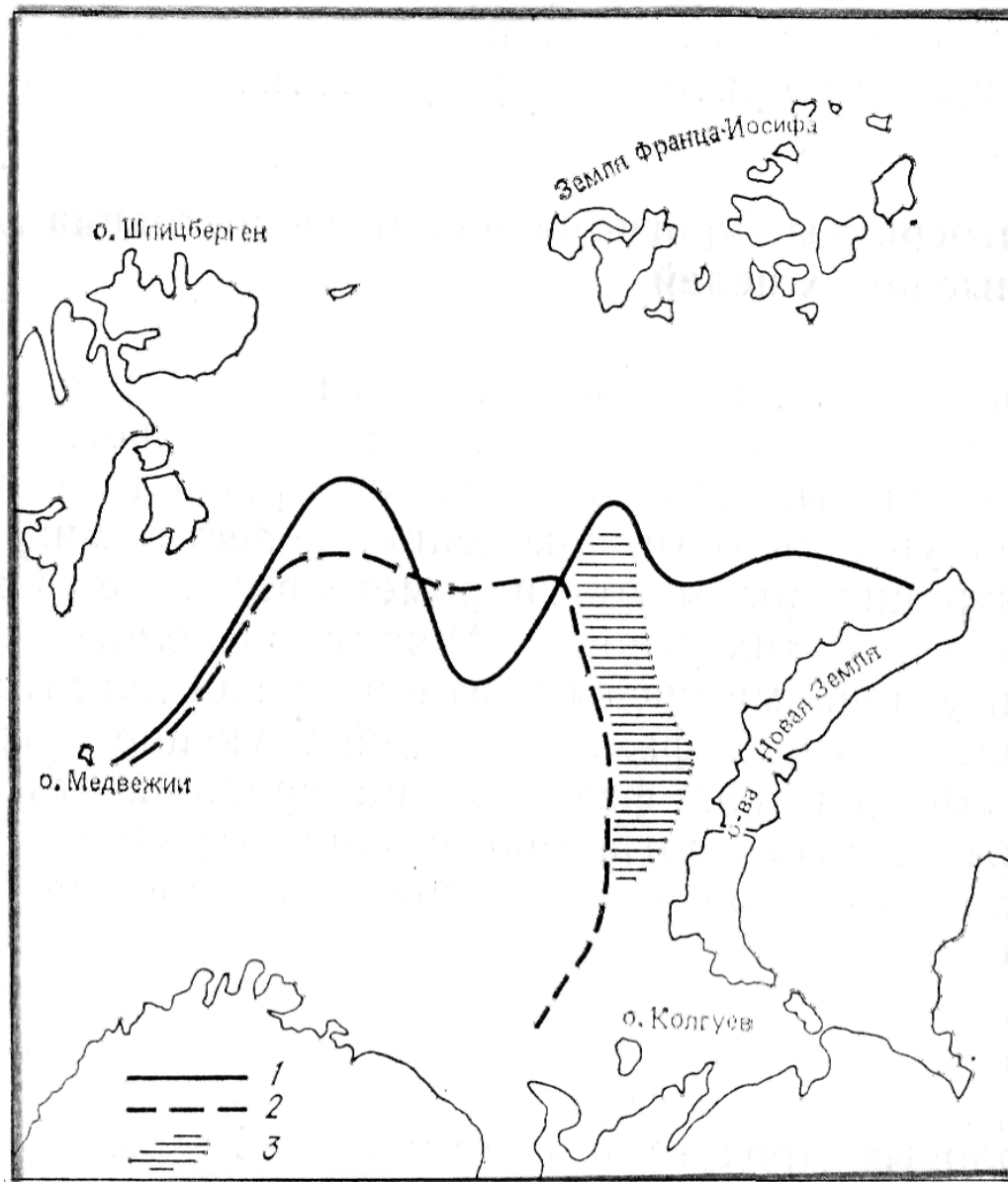


Рис. 14.7 Межі атлантичних вод в 1976р. (1) , в 1977р. (2) і район скупчення зоопланктону зимового фонду (3) з [4]

Тривалі та великомасштабні аномалії температури води в морі та океані призводять іноді до перерозподілу популяцій промислової риби. Відомо немало прикладів масової загибелі риби внаслідок незадовільного впливу абіотичних факторів. Наприклад, під час значного Ель-Ніньо в 1983 році середня місячна позитивна аномалія температури води досягала поблизу берегів Перу та Чилі 5-6 градусів за Цельсієм, що зумовило масову загибель перуанського анчоусу, а економіка цих країн понесла значні збитки. Слід також мати на увазі, що на різних етапах розвитку риби вплив одних та тих самих гідрометеорологічних факторів може бути суттєво відмінним, тому це ураховують при обслуговуванні промислу риби.

Теоретичною основою довгострокових промислових прогнозів є залежність чисельності та врожайності поколінь риби від гідрометеорологічних умов в промислових районах. Роль гідрометеорологічних умов в динаміці чисельності риби як пряма так й посередня. Прямий вплив теплових умов найбільш суттєво проявляється на початкових стадіях розвитку промислових популяцій. Посередня дія проявляється через кормову базу, умови нагулу, вплив хижаків, мікробів та хвороби риби.

Велике значення для формування біологічній продуктивності мають стратифікація водних мас та положення шару стрибка температури та щільності води, які є бар'єром для вертикального обміну в океані. Добре відома також пристосованість скупчень риб до зон фронтів та великим горизонтальним градієнтам температури води. По вимірюванням радіаційної температури поверхні океану зі супутників та літаків можна спостерігати за положенням термічних фронтів та їх динамікою. Для прогнозування скупчень риби вирішальне значення має знання оптимальній температури для кожного виду. Міграція риб обумовлена або змінами цієї температури, або посередньо, її впливом на запаси корму.

Поведінка риби часто обумовлена не температурою води, а іншими факторами навколишнього середовища. Але ж й в таких випадках температура води використовується в якості зручного показника цих процесів.

При складанні довгострокових промислових прогнозів необхідно прогнозувати оптимальні температури для різних видів риби, положення критичних ізотерм, районів з різкими горизонтальними градієнтами температури, положення термокліну та інтенсивність зимовій конвекції.

Для більшості промислових районів Світового океану та для окремих морів розроблено рекомендації до прогнозу промислових скупчень різних видів риби. Розглянемо деякі з них. Наприклад, для умов в Баренцовому морі розроблено рекомендації для промислу мойви.

В нагульний період промислові концентрації мойви завжди відмічаються під скупченнями зоопланктону на границі струменів теплих течій. Коли мойва досягає границі полярного гідрологічного фронту вона стає менш активною й в подальшому переміщується в пошуках їжі разом з переміщенням зони конвергенції. В цій зоні накопичується планктон та глибше шару стрибка температури води не занурюється. Інтенсивність розвитку конвективного перемішування визначає строки завершення сталої стратифікації вод, й отже, впливає на скупчення планктону та мойви. На основі початкових даних по вертикальному розподілу температури води та солоності, а також прогнозу метеорологічних умов проводяться розрахунки

глибини конвекції. Якщо конвективне перемішування досягає нижній границі сезонного стрибка щільності води, це означає порушення нагульних скупчень мойви.

В період зимування мойва переходить з вод холодного проміжного шару в теплі атлантичні води, вона завершує харчування та дає перевагу водам з однорідною температурою. Чим більше був приток атлантичних вод в Баренцове море в попередній літній сезон, тим східніше розповсюджуються райони зимування мойви (рис. 14.8).

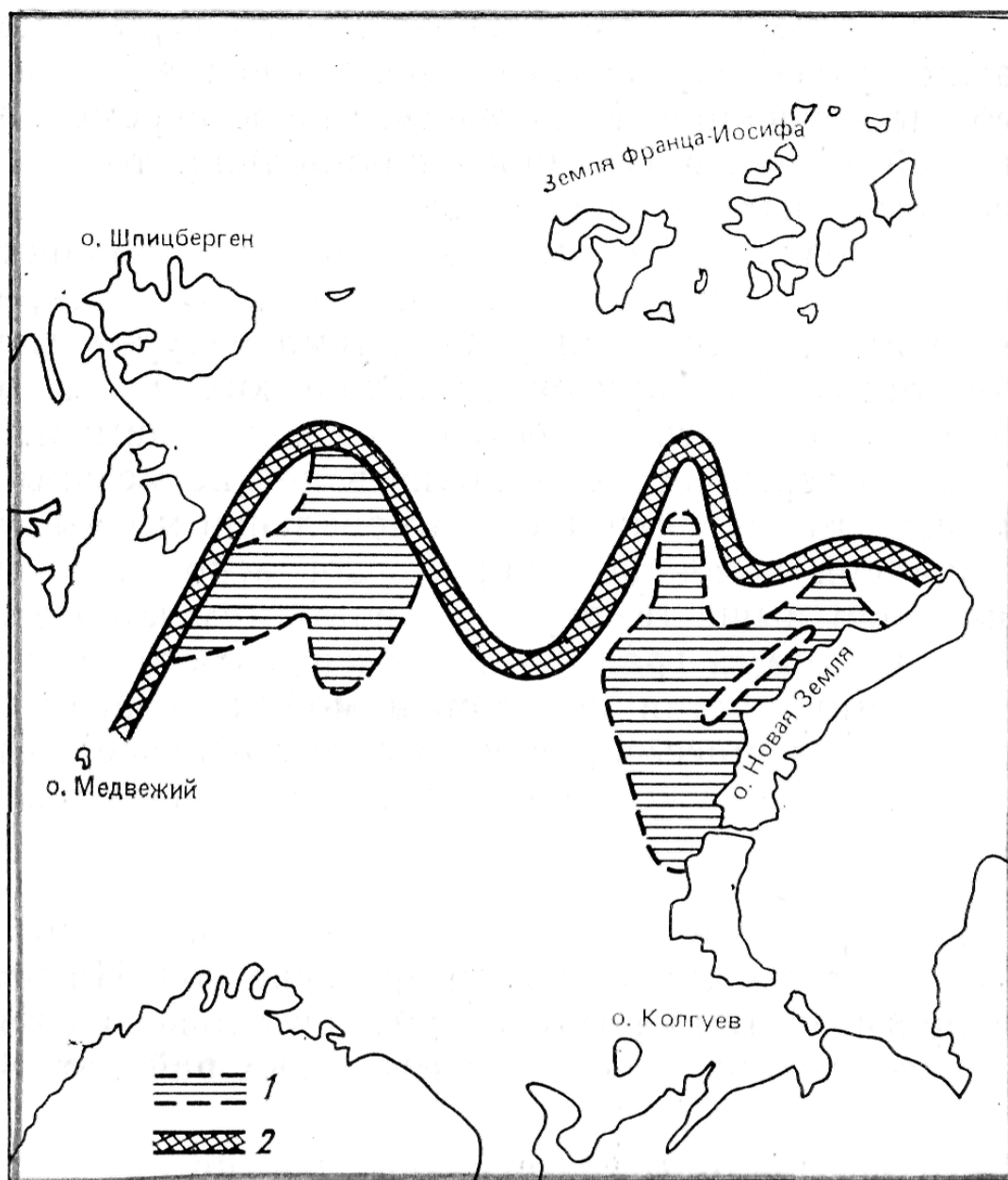


Рис. 14.8 Скупчення мойви (1) і положення межі атлантичних вод (2) в вересні 1979р. з [4]

Якщо термічні умови в літні місяці були холоднішими, ніж звичайні, то основна частина мойви в період зимування концентрується в західній половині моря. Чим вище температура води, тим коротше час зимування мойви, але ж сума градусо-днів зимування завжди залишається постійною – 130-140. Швидкість міграції нерестової риби залежить від темпів охолодження водних мас – чим інтенсивніше охолодження, тим більша швидкість. Скупчення мойви переміщуються в райони нересту вздовж фронтальної зони, або вздовж зони з максимальною температурою, де проходило зимування.

Завершення нересту та розпад нерестових скупчень залежить від початку прогріву води весною.

Для Чорного моря також розроблено рекомендації по врожайності та поведінку основних об'єктів промислу - чорноморського анчоусу, шпроту та ставриди.

Наприклад, під поведінкою анчоусу розуміють час утворення скупчень перед зимуванням в листопаді та грудні в південно-східній частині моря. Цей час обумовлено датою переходу температури води через 14° С на станції Батумі. З часу утворення скупчень починається промисел анчоусу.

Для прогнозу дати переходу температури води через 14° С використовують рівняння

$$D = 6.2 T_{11} - 67, \quad (14.12)$$

де T_{11} - середня місячна температури води на станції Батумі в листопаді,

D – кількість днів після 31 жовтня.

Завчасність прогнозу за цим рівнянням складає 2-3 місяці.

Врожайність шпроту прогнозується з завчасністю один рік. Предикторами для прогнозу є тепловий фон всього Чорного моря – температура води на станції Батумі в березні. Фізичний сенс такої залежності є таким: в березні спостерігається мінімум в річному ході температури води всього Чорного моря. Підвищений тепловий фон моря в березні є сприятливим для виживання молоді шпроту та поповнення його запасу на наступний рік.

Під поведінкою розуміють початок міграції шпроту після закінчення нересту в північно-західну частину моря, де води швидко прогріваються весною. Встановлено, що цей строк пов'язано з переходом температури води через 10°С на станції Одеса. Цей строк залежить від теплового фону чорноморських вод в цьому районі зимою, та інтенсивності їх весняного прогріву. Показником теплового фону зимою є температура води в лютому (мінімум в річному ході в

північно-західній частині моря), а показником весняного прогріву – температура води в березні.

Прогностичні рівняння для прогнозу початку міграції шпроту в північно-західну частину моря та початку її вилову є такими

$$\begin{aligned} D &= 31.4 - 6.9 T_2, \\ D &= 43 - 5.9 T_3, \end{aligned} \quad (14.3)$$

де T_2 , T_3 - середня місячна температура води в лютому та березні відповідно на станції Одеса,

D – кількість днів після 1-го квітня.

Перше рівняння використовується для орієнтованого прогнозу початку промислу з завчасністю в один місяць, а друге – уточнює прогноз з тижневою завчасністю.

Для ставриди врожайність прогнозується з завчасністю один рік також на основі її залежності від теплового фону Чорного моря в зимовий період.

Аналогічні розробки є для більшості районів промислу в Світовому океані для різних видів риби.

15. Довгострокові прогнози льодових явищ в неарктичних морях

Льодоутворення в морі починається з моменту, коли температура води поверхневого шару даній досягає температури замерзання. Раніш за все це відбувається в мілководних, опріснених бухтах та затоках, саме там, де, як правило розташовані порти. Через деякий час лід з'являється у відкритих частинах моря й кількість його поступово зростає. На деяких ділянках узбережжя встановлюється нерухомий льодяний покрив – припай. В подальшому з настанням холоду площа льоду та його товщина безперервно зростає.

З початку березня на неарктичних морях під впливом теплової дії атмосфери починаються процеси руйнування льодяного покриву. Цей процес іноді триває декілька місяців та може закінчитися лише в червні.

В наш час із за навігації продовж всього року в льодових прогнозах передбачаються такі характеристики: строки появи льоду, льодовитість впродовж зимового сезону, положення крайки льоду, товщина льоду, строки злому припаю та остаточного очищення моря від льоду [4].

15.1 Довгострокові прогнози осінніх льодових явищ

Основними факторами, що визначають строки появи льоду в районах, де нема постійної адвекції тепла течіями, є тепловміст діяльного шару моря до початку осіннього охолодження та його інтенсивність в осінні місяці.

Для прибережних районів показником тепловмісту діяльного шару моря може бути середня температура води шару (t_w), а інтенсивність охолодження в осінні місяці характеризують температура повітря (t_a) та показник атмосферній циркуляції (J).

Тоді прогноз строку появи льоду виконується за таким рівнянням

$$D_{п.л.} = f(t_w, t_a, J). \quad (15.1)$$

У відкритому морі методика прогнозу появи льоду декілька складніша. Крім тепловмісту діяльного шару та інтенсивності охолодження необхідно ураховувати також адвекцію.

Наприклад для Охотського моря розроблено таку схему. Спочатку потрібно визначити глибину конвекції. Для Охотського моря глибина конвекції складає близько 150м. Вважається, що між річна мінливість цієї величини незначна, тому вона береться постійною. Крім цього потрібно обчислювати тепловміст шару води, що перемішується внаслідок конвекції, за відомою формулою

$$Q_H = c \cdot \rho \cdot H \cdot (t_{сер} - t_з), \quad (15.2)$$

де c, ρ теплоємність та густина морської води,

H – глибина конвекції,

$t_{сер}$ - середня температура води в шарі конвекції,

$t_з$ – температура замерзання, залежна від солоності.

Після цього необхідно визначити втрати тепла через поверхню. Крім цього також потрібні відомості про перенесення тепла течіями. Внаслідок того, що регулярних спостережень за течіями дуже мало, можна використовувати середні багаторічні значення швидкості течій. Для Охотського моря вони знаходяться в межах $5-15 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

При складанні прогнозу строку появи льоду використовуються прогностичні значення температури повітря та атмосферного тиску. По цих даних розраховується час охолодження води до температури замерзання, й отже визначається час появи льоду.

Існує також методика прогнозу появи льоду одночасно в трьох морях – Білому, Балтійському та Баренцовому. Насамперед за

матеріалами багаторічних спостережень визначається швидкість охолодження води до температури замерзання за формулою

$$C = (t_{\text{поч}} - t_3) / \Delta\tau = \sum Q / c \cdot \rho \cdot H + \Delta t_{\text{адв}}, \quad (15.3)$$

де $t_{\text{поч}}$ – середня місячна температура води в діяльному шарі в серпні місяці,

t_3 – температура замерзання морської води, яка вважається в кожному пункті постійною,

$\Delta\tau$ – проміжок часу в добах між моментом максимального прогріву води до температури замерзання,

$\Delta t_{\text{адв}}$ – адвективна складова, яка на початок розрахунків береться рівною нулю.

Розрахунки швидкості охолодження вод для 12 станцій на всіх морях за період 1944-1976 роки показали, що середньо багаторічне значення C дорівнює $0,25-0,30$ ° за добу, але ж від року до року ці величини суттєво змінюються. Встановлено статистичні залежності між атмосферною циркуляцій над Північною Атлантикою та Баренцовим морем та швидкістю охолодження води.

Розподіл швидкості охолодження C по багаторічному ряду спостережень представлялось аналітично розкладанням в ряд природних складових

$$C = V_0 + V_1 X_1 + V_2 X_2 + \dots + V_i X_i, \quad (15.4)$$

де V_0 – середня швидкість охолодження,

V_1, V_2, \dots, V_i – коефіцієнти розкладання, які характеризують особливості розподілу швидкості охолодження в просторі,

X_1, X_2, \dots, X_i – природні складові.

Рівняння для прогнозу коефіцієнтів V_i мають вигляд

$$V_i = f [(V_{ij} (p_a), t_w (\text{Атл}), t_w (\text{Бар}), \text{ПВФЗ}] , \quad (15.5)$$

де $V_{ij} (p_a)$ – коефіцієнти розкладання полів атмосферного тиску над Північною Атлантикою, Північною Америкою, Азією та Європою,

$t_w (\text{Атл}), t_w (\text{Бар})$ – температура води в Атлантичному океані та Баренцовому морі за період, який передує льодоутворенню,

ПВФЗ – характеристики положення висотній фронтальній зони в тропосфері.

15.2 Прогнози товщини льоду

Основними факторами, що впливають на зростання товщини льоду є температура повітря, висота та щільність снігового покриву

на льоду та приток тепла до нижньої поверхні. Найбільший вплив завдає температура повітря в холодний період року - сума градусоднів морозу. Цей вплив зменшується з зростанням товщини льоду, а саме, чим менше товщина льоду, тим скоріше зростає його товщина, й навпаки. Тому, найбільш простий вид прогностичній залежності товщини льоду від діючих факторів є таким

$$h_{\text{пр.}} = f(h_0, \sum(-t_a)), \quad (15.6)$$

де $h_{\text{пр.}}$ - прогностичне значення товщини льоду,
 h_0 - початкова товщина льоду в момент складання прогнозу,
 $\sum(-t_a)$ - сума негативних температури повітря від моменту складання прогнозу до моменту його початку.

Такі залежності отримано на основі даних багаторічних спостережень для більшості пунктів, що дозволяє використовувати їх в оперативній практиці. Приклад залежностей зростання товщини льоду при відсутності та наявності снігового покриву в графічному виді показано на рис. 15.1. та 15.2.

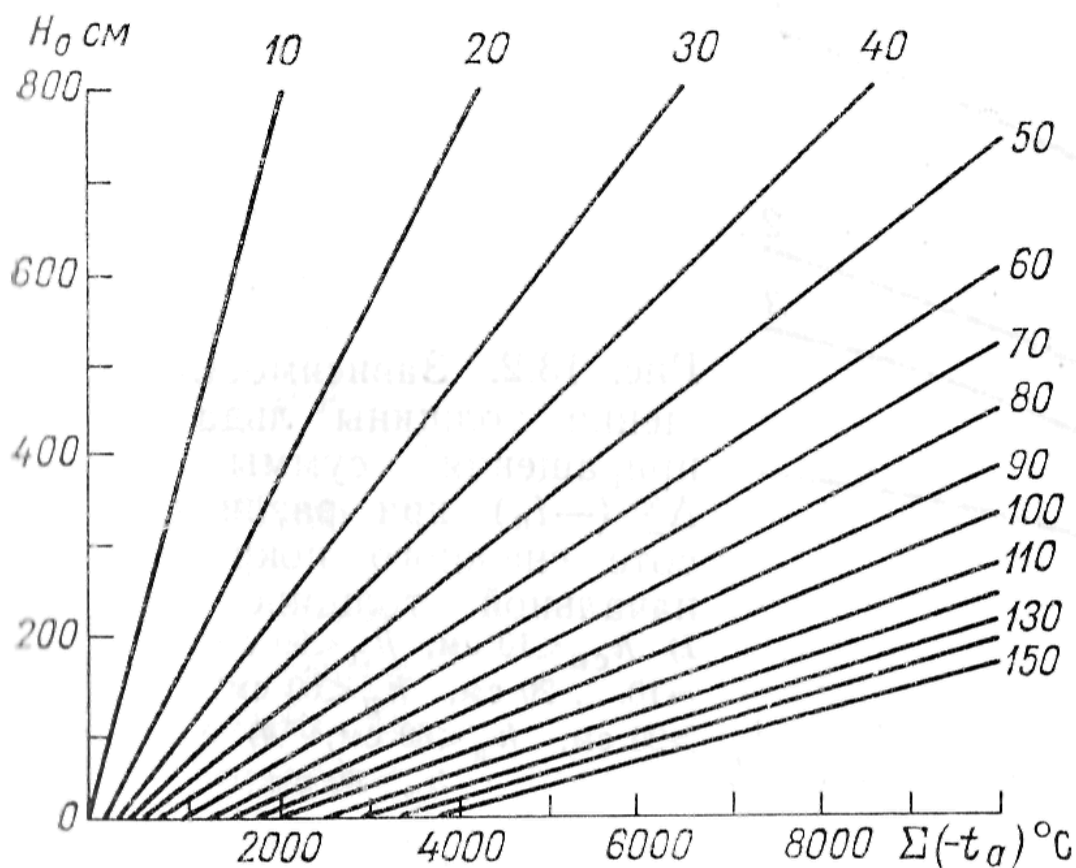
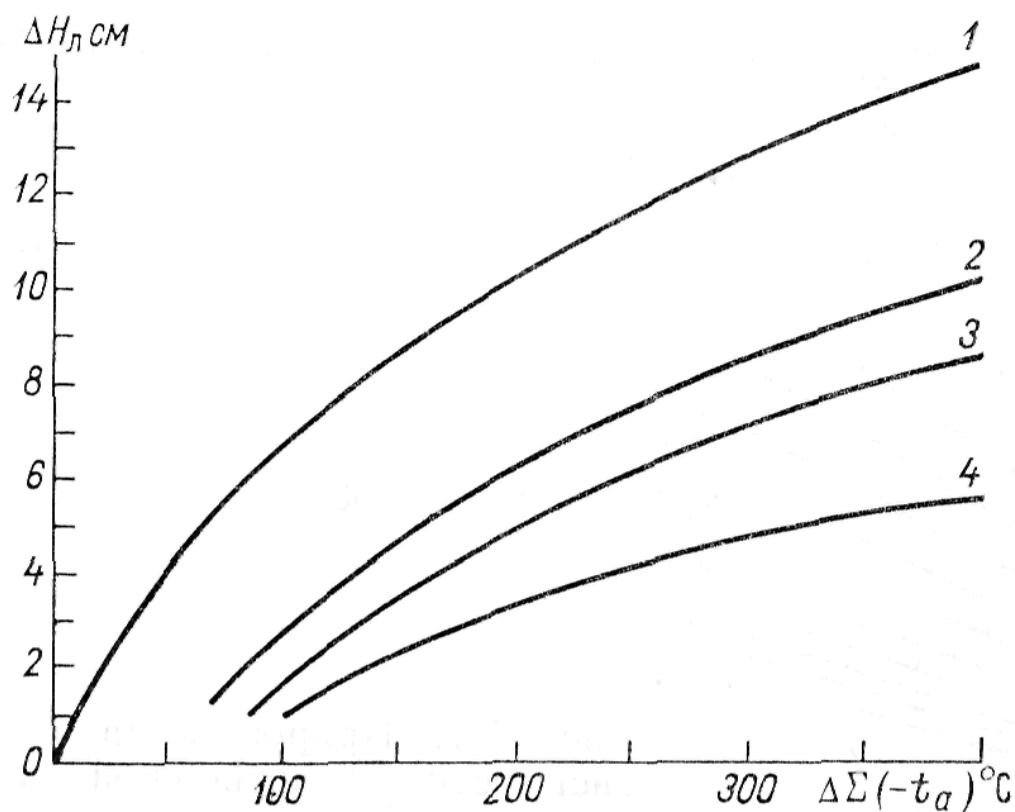


Рис. 15.1 Графік проросту товщини льоду в залежності від початкової товщини (H_0) та суми негативних температур повітря $\sum(-t_a)$ з [4]



15.2 Графік проросту товщини льоду ($\Delta H_{л}$) в залежності від суми негативних температур повітря $\Sigma(-t_a)$ при різних значення висоти снігового покриву $h_{сн}$ та початкової товщини льоду h_0 :
 1) $h_{сн} < 10$ см, $h_0 < 60$ см; 2) $h_{сн} = 10 \dots 20$ см, $h_0 < 60$ см; 3) $h_{сн} > 20$ см, $h_0 < 60$ см; 4) $h_{сн} > 20$ см, $h_0 > 60$ см з [4]

Широке застосування в довгострокових льодових прогнозах має також емпірична формула Зубова М.М. для розрахунку товщини льоду

$$h_{л} = -25 + \sqrt{[(25 + h_0)^2 + 8 \sqrt{(-t_a)}]}. \quad (15.7)$$

Оскільки сума негативних температур повітря у всіх емпіричних формулах розраховується за метеорологічним прогнозом, точність таких прогнозів повністю залежить від його точності.

15.3 Прогнози дрейфу льоду

Прогноз швидкості та напрямку дрейфу льоду має велике практичне значення, так впливає на судноплавство та господарську діяльність в прибережній зоні моря [5].

Початок таким роботам виконав Ф. Нансен, який під час дрейфу судна «Фрам» в 1893-1896 роках отримав значну кількість матеріалу спостережень за дрейфом льоду в центральній частині північного Льодовитого океану. Аналіз цих матеріалів показав, що швидкість дрейфу залежить від швидкості вітру, а напрям відхиляється праворуч від напрямку вітру.

В подальших дослідженнях Х. Свердруп та Шулейкіна В.В. було отримано емпіричні формули і теорії дрейфу льоду.

Зубов М.М. встановив два правила дрейфу льоду: 1) чисто вітровий дрейф скупченого льоду направлено по ізобарах так, що область високого атмосферного тиску залишається праворуч, 2) швидкість дрейфу льоду пропорційна градієнту атмосферного тиску. В реальних умовах дрейф льоду декілька відхиляється від ізобаричного в ту, або іншу сторону. Причинами відхилення є тертя між льодом, вплив рельєфу дна та берегів, нерівномірність та товщина льоду. Але ж вплив цих факторів не заперечує теорії ізобаричного дрейфу. На рис. 15.3 показано зміни кута відхилення дрейфу льоду від ізобаричного в залежності від швидкості вітру та товщини льоду. Можна бачити, що зі зростанням потужності вітру кут відхилення від ізобари зменшується, а зі збільшенням товщини льоду зростає.

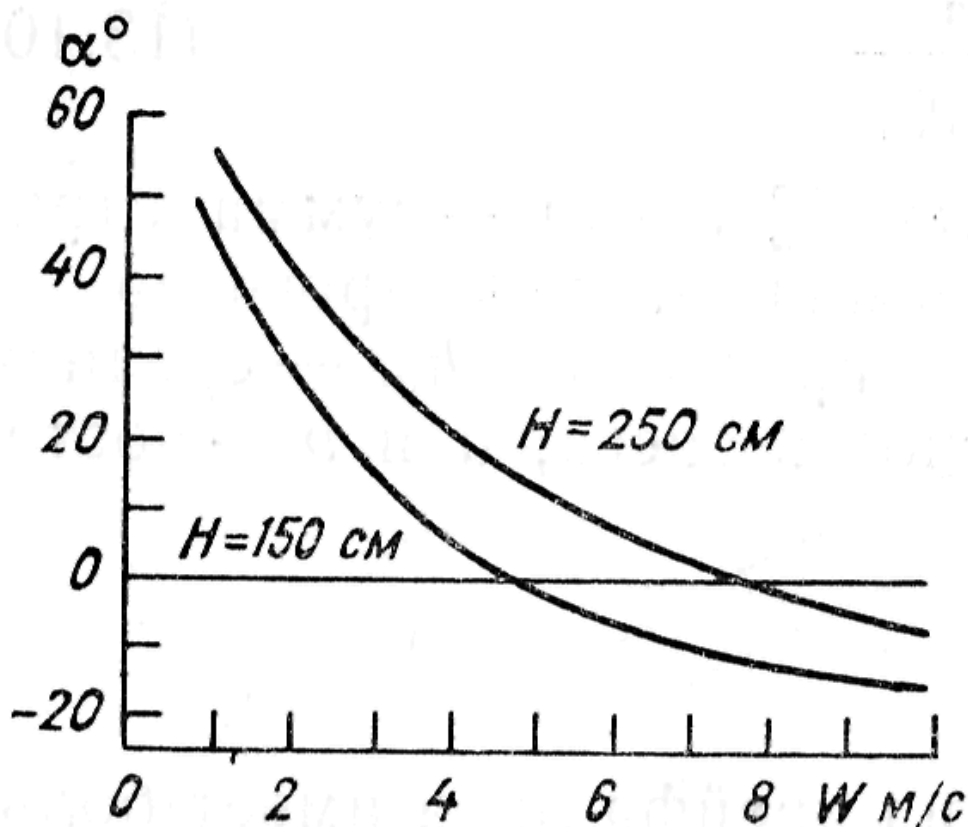


Рис.15.3 Зміни кута відхилення дрейфу льоду від ізобари при різних значеннях швидкості вітру (W) і товщини льоду (H) з [4]

Швидкість дрейфу льоду (C_d) розраховується за формулою

$$C_d = A (\partial P_a / \partial x), \quad (15.8)$$

де $(\partial P_a / \partial x)$ – градієнт атмосферного тиску, гПа на км,
 A – ізобаричний коефіцієнт.

Згідно з даними спостережень, швидкість дрейфу залежить від товщини льоду – зі зростанням товщини льоду вона зменшується.

15.4 Прогноз льодовитості моря

Льодовитість – це відношення площі моря, яка вкрита льодом, до загальної площі моря. Для кількісної характеристики використовується значення льодовитості в відсотках або в балах.

Прогноз льодовитості робиться в рамках єдиного підходу до довгострокового льодового прогнозу для неарктичних морів, який розробив Каракаш А.І. Принцип цього підходу є таким.

1. На всіх неарктичних морях спостерігається велика льодова інерція, що дозволяє по середній за зимовий період льодовитості обчислювати середню місячну.

2. Позитивній або негативній аномалії льодовитості на одному морі, відповідає, як правило, така ж сама по знаку аномалія на іншому морі. Особливо це є характерним для південних морів – Чорного та Азовського.

3. Існує доволі тісна кореляція (коефіцієнт кореляції 0,75-0,80) між льодовитістю та положенням крайки льоду, а також льодовитістю та товщиною льоду.

4. Чим більше запас льоду в морі, тим більша його товщина та торосистість та тим пізніше строки очищення моря від льоду.

Все це дає можливість застосування єдиного підходу до методу довгострокового прогнозу льодовитості та інших характеристик льодового режиму всіх неарктичних морях.

По даних спостережень за льодовитістю неарктичних морів було обчислено середні місячні значення льодовитості. Крива сезонного ходу льодовитості представлялась аналітично в ряд розкладання по природних складових

$$L(x) = B_0 + B_1 X_1(x) + B_2 X_2(x) + \dots + B_i X_i(x), \quad (15.9)$$

де B_i - коефіцієнти розкладання,
 $X_i(x)$ – природні складові,
 x – номер місяця.

Для визначення природних складових використовували фактичні дані льодовитості за 30 сезонів.

Коефіцієнти розкладання розглядались в якості пре диктантів, а в якості пре дикторів розглядались – льодовитість моря в попередній льодовий сезон – в попередньому році, температура повітря над морем, температура води на розрізі Кольського меридіану. Коефіцієнти розкладання полів атмосферного тиску по різних секторах Північній півкулі розглядались за різні місяці, які передують льодовому сезону: для прогнозу, який складається в серпні, – поля атмосферного тиску розглядаються з листопада попереднього року по липень поточного року, а для прогнозу, який складається в листопаді, – з листопада попереднього року по жовтень поточного.

Рівняння для прогнозу має вигляд

$$L = f (L, V_{ij}^p, t_a, t_w), \quad (15.10)$$

де L – середня місячна льодовитість моря,
 V_{ij}^p - коефіцієнти розкладання полів атмосферного тиску по природних складових по різних секторах,
 t_a, t_w - температура повітря та води.

Після отримання прогностичних значень льодовитості за всі місяці льодового сезону можна визначити тривалість льодового сезону. Наприклад, для портів Чорного та Азовського морів тривалість льодового сезону розраховується за рівняннями

$$\begin{aligned} \text{Миколаїв} \quad T_p &= 0,48 T_p^1 + 0,43 L^2 - 42,1, \\ \text{Маріуполь} \quad T_p &= 0,67 L^3 - 0,43 L^2 + 5,8, \end{aligned} \quad (15.11)$$

де T_p – тривалість льодового сезону (кількість днів від 1-го вересня),
 T_p^1 - тривалість в січні попереднього року,
 L^2, L^3 - прогноз льодовитості в лютому та березні.

Далі визначаються дати очищення моря від льоду (кількість днів від 1-го березня)

$$\begin{aligned} \text{Миколаїв} \quad D_o &= 1,07 D_o^1 - 0,18 L^3 - 14,6 \\ \text{Маріуполь} \quad D_o &= 0,30 L^2 + 11,0, \end{aligned} \quad (15.12)$$

де D_o^1 - дата очищення моря в попередньому році,
 L^2, L^3 - прогноз льодовитості в лютому та березні.

Далі, по прогнозу тривалості льодового сезону та по прогнозу дати очищення моря від льоду зворотним розрахунком визначається дата появи льоду.

Рівняння для прогнозу максимальної товщини льоду за зимовий сезон є такими

$$\begin{aligned}
 \text{Миколаїв} \quad N_1 &= 0,43 L^1 + 5,5 \\
 \text{Маріуполь} \quad N_1 &= 0,94 L^1 + 3,8 \\
 N_2 &= 0,41 L^2 + 1,4 \\
 N_3 &= 0,54 L^3 - 1,3,
 \end{aligned}
 \tag{15.13}$$

де N_1, N_2, N_3 - прогностична товщина льоду в січні, лютому та березні відповідно,

L^1, L^2, L^3 - прогнози льодовитості в січні, лютому та березні відповідно.

15.5 Прогнози весняних льодових явищ

В задачу довгострокового прогнозу весняних льодових явищ входить передбачення строку злому припаю та остаточного очищення моря від льоду. В методі Каракаша А.І. вже було розглянуто прогноз весняних льодових явищ по прогнозу льодовитості моря. Але ж існують також інші методи [5].

Найбільш важливими факторами, що впливають на ці строки є – товщина льоду на кінець зими, строк початку танення льоду весною, льодовитість моря та швидкість танення. Ці фактори представляються у вигляді кількісних показників. Так, запас льоду в морі представляється через максимальну товщину льоду в кінці зими. Якщо даних спостережень за товщиною льоду нема, використовують суму негативних температур повітря за весь осінній та зимовий періоди. В деяких випадках показником запасу льоду в морі може бути площа дрейфуючого льоду в кінці зими, або положення крайки припаю. Показником інтенсивності танення є тепловий баланс льодовій поверхні, який може характеризуватися сумою позитивних температур повітря в період танення. Тоді прогностичне рівняння для визначення строку злому припаю та очищення моря від льоду має вигляд

$$D_0 = f(h_{\max}, t_a), \tag{15.14}$$

де h_{\max} - максимальна товщина льоду зимою,

t_a - інтенсивність танення льоду, температура повітря весною.

Температура повітря визначається з метеорологічного прогнозу.
Для Білого моря використовується така залежність

$$\Delta D_0 = f(\Delta t_a^3, \Delta N^3), \quad (15.15)$$

де ΔD_0 - аномалія строку очищення моря від льоду,
 $\Delta t_a^3, \Delta N^3$ - аномалії температури повітря та скупченості льоду в березні.

Так як очищення моря починається в середньому в травні, завчасність прогнозу складає близько 2 місяців.

Існує також залежність між строками очищення Білого моря від льоду та переносом повітряних мас над морем та їх температурою

$$\Delta D_0 = a J_{WE}^3 + b J_{NS}^3 + c \Delta t_a, \quad (15.16)$$

де ΔD_0 - аномалія строку очищення моря від льоду,
 J_{WE}^3 та J_{NS}^3 - проекції вектору переносу повітряних мас в широтному та меридіональному напрямках відповідно в березні,
 Δt_a - аномалія температури повітря в березні.

Методика Шереметівської О.І стосується прогнозу дати очищення від льоду всіх трьох морів - Білого, Балтійського та в Баренцовому, для чого використовувались дані льодових спостережень на 45 берегових станціях [4].

Аналіз причин раннього або пізнього очищення від льоду цих морів можна пояснити між річною різницею в кількості льоду зимою, а також особливостями крупно масштабної атмосферної циркуляції. Було встановлено, що в роки раннього очищення від льоду на рівні 500 гПа з січня по березень добре простежуються зональні потоки над акваторіями північно-західних морів, або висотний гребінь над Атлантикою та висотна улоговина над Європою. В роки пізнього очищення висотний гребінь розповсюджується на Європою, що обумовлює північний перенос повітря на ці моря.

При встановленні прогностичних залежностей проведено парна кореляція між строками очищення та різними пре дикторами. Аналіз показав, що 50% пре дикторів відображає інтенсивність та напрями крупно масштабних повітряних потоків над Європою, Атлантикою, Америкою та Західною Сибіру, 40% - кількість льоду на початок танення, 10% - температуру повітря весною.

Завчасність прогнозу складає від 20 до 60 діб, а справджуваність прогнозу - 80%.

16. Довгострокові льодові прогнози в арктичних морях

16.1 Фізичні основи довгострокових льодових прогнозів для арктичних морів

Межею Арктики вважається фізико-географічний регіон, прилеглий до Північного полюсу, який в межах заполярній зони та просторового положення середній багаторічній ізотерми повітря $+ 10^0$ Цельсію в липні включає морські акваторії, покриті в літній сезон дрейфуючим льодом, та сухопутні території з довічною мерзлотою. По території суші Азії та Північній Америці межа арктичного регіону проходить приблизно по 70^0 північній широті. В Атлантичному океані до арктичного регіону входять о. Земля Баффіна, о. Гренландія, море Лабрадор, море Баффіна, Гренландське море та північна частина Баренцового моря. До арктичних морів відносяться – північна частина Баренцового моря, Карське море, море Лаптевих, Східне - Сибірське море та Чукотське море – всі моря сибірського шельфу. Арктичні моря Американського континенту – море Бофорта та Канадський арктичний архіпелаг.

В подальшому буде розглянуто льодові прогнози для морів сибірського шельфу [4].

Головною особливістю льодового режиму арктичних морів є залишкова льодовитість, тобто в літній сезон ці моря покриті дрейфуючим льодом. На льодові явища арктичних морів сибірського шельфу впливають також великий позитивний баланс прісних вод, інтенсивний водообмін з сусідніми океанами (Атлантичний та Тихий) та льодовий обмін з Північним Льодовитим океаном.

Конвекція в морях високих широт виражено настільки яскраво, що має назву вертикальної зимової циркуляції. Процес конвективного перемішування суттєво залежить від початкового поля щільності води в літні місяці року. Опріснення поверхневого шару води в арктичних морях значно змінюється від року до року, тому просторова мінливість товщини шару конвекції є достатньо великою.

Крім теплового запасу в кінці літа та інтенсивності осіннього охолодження, певну роль грає стратифікація щільності верхнього шару, оскільки вона визначає рибину конвекції. Встановлено, що при малій товщині шару конвекції льодоутворення починається раніше, ніж при розповсюдженні конвекції до більших глибин. На рис.16.1 показано залежність строків льодоутворення від глибини конвекції. Це використовується при в методі льодових прогнозів.

Дрейф льоду з Північного Льодовитого океану суттєво впливає на формування льодовій обстановки на навігаційних трасах. Відповідно до льодового обміну арктичні моря можна поділити на дві

групи. В першу відносяться Баренцове море, Карське море та море Лаптевих - в яких зимою переважає винос льоду. До другій групи відносяться Східне - Сибірське та Чукотське море – в ці моря лід надходить з арктичного басейну. Внаслідок цього на західних ділянках Північного Морського шляху продовж зими формуються зони чистої води та молодого льоду. Це також використовується в льодових прогнозах: чим більша площа молодого льоду в кінці зими, тим менша льодовитість в навігаційний період. Інша картина спостерігається на морях, де лід поступає з арктичного басейну. Для прогнозу льодовитості в східному секторі Арктики необхідно передбачити великі аномалії дрейфу літом, а це можливо лише на основі довгострокового прогнозу поля атмосферного тиску.

Суттєве значення для формування літній льодовій обстановки в арктичних морях має інтенсивність танення. Основним джерелом енергії при тепловому порушенні льодового покриву є притік сонячній радіації. Сезонні зміни сонячної радіації в арктичних районах є надзвичайно великими. Так, якщо в травні на поверхню поступає $63 \text{ Мдж} \cdot (\text{м}^2 \cdot \text{місяць})^{-1}$, в серпні ця величина зменшується в два рази, а в вересні – в п'ять разів. Мінливість поглиненій радіації майже повністю визначається змінами альbedo сніжно-льодового покриву. При потемнінні льоду та формуванні зон чистої води приводить до різкого зменшення альbedo. В цих умовах велике значення має час початку танення, який визначається в значній мірі адвекцій тепла в атмосфері. Ранній початок танення супроводжується зменшенням альbedo, інтенсифікує поглинення тепла від Сонця, що сприяє швидкому руйнуванню льодяного покриву. При пізніх строках початку танення та великих значення альbedo льодяної поверхні поглинення радіаційного тепла йде повільно. За оцінками, кількість сумарної сонячної радіації, яка поглинається льодяним покривом при пізніх строках початку танення, приблизно в два рази менша, ніж при ранніх строках. Різниця в товщині льоду, що тане в залежності від строку початку танення, може досягати 80 см. Швидкість руйнування льоду залежить також від його початковій товщини, скупченості та наявності снігу на його поверхні. Так, зміни в скупченості льоду на початок танення на 1 бал може в подальшому привести до змін строку очищення приблизно на дві декади.

16.2 Прогнози льодовитості

Льодовитість (відношення площі моря, яка занята льодом, до загальній площі моря) залежить від великомасштабних процесів в атмосфері та гідросфері. При прогнозі льодовитості в якості аргументів використовуються характеристики полів атмосферного

тиску та температури повітря над великими районами, які значно перевищують площу моря, для якого складається прогноз.

Для арктичних морів прогнози льодовитості складаються для навігаційного періоду, тобто для літніх місяців. В якості показників процесів накопичування та руйнування льоду використовуються зимові температури повітря, різниці атмосферного тиску на обраних створах, або проекції ізобаричного дрейфу на ефективні напрями. Для крайніх західних та східних районів арктичного басейну іноді в прогностичних залежностях ураховують адвекцію атлантичних або тихоокеанських вод.

На між річну мінливість льодовитості арктичних морів суттєвий вплив оказують теплові та динамічні процеси, які проходять в межах окремих морів. При цьому льодовий обмін в осінні місяці оказує суттєвий вплив на льодовитість в наступний навігаційний період в Баренцовому, Карському морі та в південно-західній частині Чукотського моря, та слабо впливає на льодовитість Східно - Сибірського моря та моря Лаптевих. Процеси в квітні та травні вносять суттєвий внесок в формування літній льодовитості всіх арктичних морів, за винятком Східно - Сибірського моря. Льодовий обмін з липня по вересень впливає на льодовитість арктичних морів в літню навігацію, крім південно-західної частини Карського та Баренцового моря.

Загальний вигляд прогностичних схем для складання прогнозу льодовитості в південно-західній частини Карського моря в липні є таким

$$\text{а) прогноз в січні: } L_{vii} = f (L_{n-1}, \Delta P_{a\text{ vii-xii}}, t_{a\text{ ix-xii}}), \quad (16.1)$$

$$\text{б) прогноз в березні: } L_{vii} = f (L_{n-1}, \Delta P_{a\text{ vii-ii}}, t_{a\text{ ix-ii}}), \quad (16.2)$$

$$\text{в) прогноз в червні: } L_{vii} = f (L_{n-1}, \Delta P_{a\text{ vii-iii}}, t_{a\text{ ix-iii}}, D_{iv-v}), \quad (16.3)$$

$$\text{г) прогноз в липні: } L_{vii} = f (L_{n-1}, \Delta P_{a\text{ xi-iii}}, t_{a\text{ ix-iii}}, t_{a\text{ v-vi}}, D_{iv-vi}), \quad (16.4)$$

де L_{vii} - прогностична льодовитість, L_{n-1} - льодовитість в минулому році, ΔP_a - різниці тиску на ефективних створах, D - проекції ізобаричного дрейфу.

Існують також прогностичні залежності, які ураховують закономірності розвитку атмосферних та океанічних процесів. Наприклад, для Баренцового моря льодовитість в літні місяці прогнозується так

$$L_{v-viii} = f (N_{zn}, t_{a\text{ x-xii}}), \quad (16.5)$$

де N_{zn} - середня річна повторюваність глибоких циклонів над морем за останні п'ять років,
 $t_{a \ x-xii}$ - температура повітря на станції Баренцбург за період з жовтня по грудень.

Для Карського моря

$$L_{vii-viii} = f(Q_{n-1}, t_{a \ xii}), \quad (16.6)$$

де Q_{n-1} витрати атлантичних вод на розрізі Баренцбург – крайка льоду в попередньому році,
 $t_{a \ xii}$ - температура повітря в грудні на станції Мис Желание.

Для західної частини моря Лаптевих

$$L_{viii} = f(L_{n-2}^B, E_{x-xii}, \Delta D), \quad (16.7)$$

де L_{n-2}^B - льодовитість в північно-східній частині Баренцового моря двома роками ранише,
 E_{x-xii} - повторюваність процесів східної форми атмосферної циркуляції в жовтні - грудні,
 ΔD – різниця проєкцій ізобаричного дрейфу за попередній гідрологічний рік.

16.3 Прогнози строків злому та руйнування припаю

Між річні відмінності в строках природного руйнування припаю в арктичних морях складають 3-4 декади. Згідно з дослідженнями Кареліна Д.Б. центрами скресання припаю є гирла крупних річок [4]. Хід процесу руйнування припаю від року до року залишається практично однаковим. На основі натурних спостережень за льодяним покривом в арктичних морях виділено 19 природних зон, в межах кожної з них процес руйнування припаю характеризується приблизно однаковим розповсюдженням хвилі злому та інтенсивності, а також близьким строками злому. В закритих бухтах припай руйнується в основному в результаті танення. В мілководних районах з островами та банками руйнування припаю відбувається в пізніші строки, ніж в сусідніх відкритих та районах з більшою глибиною. Роль динамічних факторів полягає в розломі припаю, який підготовлений до руйнування. Чим більше вплив динамічних факторів, тим при більшій товщині льоду відбувається його руйнування. Звичайно руйнування припаю спостерігається при тривалих вітрах швидкістю більше $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Для різних районів розроблено графіки залежностей між силою вітру та товщиною припаю, при якій відбувається його злом. Таки графіки використовують в прогностичній роботі.

16.4 Прогнози строків льодоутворення

Специфіка процесів льодоутворення в арктичних морях полягає в тому, що до моменту нового льодоутворення нерідко в цих морях залишається старий лід. Крім цього великим є вплив стратифікації вод. Тому методи прогнозу ураховують данні про тепловміст моря в кінці літа та інтенсивність осіннього охолодження.

В оперативній практиці використовують фізико-статистичний метод Крутських Б.А. Згідно з методом, основна причина мінливості строків льодоутворення – відмінності в розподілі та кількості льоду до початку охолодження води. В районах з однорідними гідрологічними умовами теплового обміну льодоутворення відбувається практично в одні ж самі строки. Було виділено три типи районів арктичних морів: а) мілководні та під впливом стоку річок; б) глибоководні з великим впливом адвекції; в) глибоководні та без адвекції.

Розподіл старого льоду зумовлює відмінності тепловмісту та особливості теплообміну моря з атмосферою. Залежності між згуртованістю плаваючого льоду та наступними строками льодоутворення дуже тісні – коефіцієнт кореляції досягає 0,8.

В залежності від розподілу старого льоду різні гідрологічні умови теплообміну з атмосферою представлено чотирма групами: 1) згуртований лід; 2) рідкий лід; 3) зона поблизу крайки льоду; 4) чиста вода. Для кожній групи окремо розраховано середні строки льодоутворення, які в подальшому використовуються в прогнозі в якості одного з аргументів.

Але ж середні строки льодоутворення залежать також від кліматичних та географічних умов, тому автором методу було отримано їх залежність від широті міста (φ), глибині моря (H) та імовірності наявності старого льоду осіню (P)

$$D_{cp} = a_1 \cdot \varphi + a_2 \cdot H + a_3 \cdot P + b, \quad (16.8)$$

де a_1 , a_2 , a_3 та b - емпіричні коефіцієнти.

Наступним аргументом в рівнянні регресії є згуртованість льоду на початок охолодження ($N_{л}$). Гідрологічні умови теплообміну з атмосферою характеризуються відстанню до крайки льоду (l) та товщиною діяльного шару моря (H_D) в кожному вузлі розрахункової сітки.

Загальна залежність для прогнозу строків льодоутворення має вигляд

$$D_{\text{п.л.}} = f(D_{\text{ср}}, N_{\text{л}}, l, H_{\text{D}}) \quad (16.9)$$

Таким чином, для складання довгострокового прогнозу льодоутворення за методом Крутських необхідною умовою є знання про розподіл льоду в морі на початок періоду охолодження. Забезпеченість типових рівнянь регресії складає більше 80%.

Метод довгострокового прогнозу строків стійкої появи льоду, запропонований Захаровим В.Ф., також використовується в оперативній практиці. Метод розроблено для моря Лаптевих. Автором методу було показано, що середні квадратичні відхилення строків появи льоду для моря Лаптевих змінюються від 6 до 18 діб, причому південні райони замерзають пізніше північних на 10-15 діб. Характерною особливістю південно-східних районів моря Лаптевих є надзвичайно висока природна забезпеченість, яка досягає 90%. Це пояснюється тим, що в цьому районі моря льодоутворення відбувається на чистій воді, а тепловміст діяльного шару та глибина конвективного перемішування мало змінюються від року до року. Природна забезпеченість строків появи льоду в інших районах моря складає від 40% до 52%. Аналіз рядів спостережень за період 30 років показав, що імовірність збігу знаку аномалій у всіх точках сіткової області складає всього 26%, але ж взаємозв'язки між середньою льодовитістю моря та льодовитістю в кожній точці є достатньо високою ($r = 0,60 \dots 0,80$). Дослідження показали, що чим більший тепловміст діяльного шару в кінці літа, тим вища температура повітря в осені. Таким чином, тепловміст визначає швидкість наступного охолодження і є важливим фактором умов замерзання моря. В той же час, значні відмінності тепловмісту моря на початок періоду охолодження на завжди приводять до значних відмінностей строків появи льоду. Доказано також, що строки льодоутворення суттєво залежать від глибини діяльного шару моря.

Так як глибоко водні гідрологічні спостереження на початок періоду охолодження не завжди існують та обчислення тепловмісту не можливо, запропоновано використовувати в якості посереднього показника тепловмісту льодовитість моря (L). Статистичні співставлення показали, що між строками появи льоду та льодовитістю коефіцієнт кореляції в центральних районах моря досягає 0,80, а в південних – 0,30.

Таким чином, льодовитість на кінець літа визначає фон осіннього замерзання, але ж потрібно деталізувати фон, тобто урахувати тепловміст в кожному районі. Показником цього слугуватиме тривалість

без льодового періоду (τ), яка ураховується кількістю декад з чистою водою.

Інтенсивність теплової віддачі моря осінню характеризується прогностичним значенням температури повітря в вересні. В загальному вигляді прогностична схема Захарова В.Ф. представлена так:

$$D_{\text{п.л.}} = f(L, t_a^{\text{ix}}, \tau), \quad (16.10)$$

де L – льодовитість моря на початок складання прогнозу,

t_a^{ix} – прогностична температура повітря в вересні,

τ – тривалість без льодового періоду.

16.5 Прогнози товщини льоду

Початкові форми льоду утворюють на спокійній воді суцільну тонку плівку. Зростання льоду відбувається за рахунок різниці потоків тепла в атмосфері та з води на нижню межу льоду, яка компенсується теплотою кристалізації при замерзанні нових порцій води. Оскільки потік тепла уверх крізь лід є пропорційним теплопровідності льоду (λ) та градієнту температури ($\partial t_{\text{л}} / \partial z$), а теплота кристалізації (L) пропорційна масі льоду (M), то рівняння теплового балансу записується так

$$L (\partial M / \partial \tau) = \lambda (\partial t_{\text{л}} / \partial z) - Q_{\text{глуб}}, \quad (16.11)$$

де $Q_{\text{глуб}}$ – потік тепла з глибини до поверхні, L – теплота кристалізації.

В природних умовах льодовий покрив майже завжди покритий шаром снігу. Відомо, що сніг є поганим провідником тепла, тому наявність снігу на льодовій поверхні впливає на приріст товщини льоду. Тому при прогнозі зростання товщини льоду необхідно ураховувати цей факт.

Основні фактори, які впливають на зростання товщини льоду можна показати таким чином

$$\Delta h_{\text{л}} = f(\sum (-t_a), h_{\text{сн}}, Q_{\text{глуб}}, S), \quad (16.12)$$

де $\sum (-t_a)$ – сума негативних температур повітря,

$h_{\text{сн}}$ – товщина снігу,

$Q_{\text{глуб}}$ – потік тепла з глибини до поверхні,

S – солоність води.

Задовільні результати при прогнозі товщини льоду дає формула Дороніна Ю.П.

$$h_{\text{л}} = -7,7 h_{\text{сн}} + \sqrt{[(7,7 h_{\text{сн}} + h_o)^2 + 12 \sum (-t_a)]}. \quad (16.13)$$

Широке застосування в прогнозах товщини льоду в арктичних морях має також емпіричні формули Кузнецова І.М.

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,65 \Delta \sum (-t_a) \cdot h_o^{-0,54}, \quad (16.14)$$

де h_o - початкова товщина льоду.

Формула (16.14) використовується при відсутності снігового покриву на льодяній поверхні.

Якщо лід покрито снігом, використовується така формула:

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,65 \Delta \sum (-t_a) \cdot h_e^{-0,54}, \quad (16.15)$$

де $h_e = h_o + (\acute{a}_{\text{л}} / \acute{a}_{\text{сн}}) h_{\text{сн}}$ - товщина льоду, еквівалентна товщині льоду та снігу на ньому, ($\acute{a}_{\text{л}}$ та $\acute{a}_{\text{сн}}$ - теплопровідності льоду та снігу відповідно).

Через недостатньо високу виправданість прогнозів погоди та неповних даних по товщині снігу, поряд з формулами (16.14-16.15) застосовується також метод аналогів. Він полягає в тому, що імовірність збереження знаку аномалії льодових явищ тим більше, чим більше величина аномалії. При складанні прогнозу товщини льоду аномалію можна використовувати постійною продовж декількох місяців. Вибір років аналогів виконується для товщини льоду, суми негативних температур повітря, товщині снігу, атмосферній циркуляції в попередній до прогнозу період часу.

16.6 Навігаційні рекомендації

Навігаційні рекомендації в арктичних морях базуються на довгострокових прогнозах великої кількості елементів льодового режиму [4]. Основною перешкодою для плавання суден в весняний період є згуртований однорічний лід та старий лід, а на окремих ділянках – припай. До появи атомних криголамів літня навігація в арктичних морях починалася після того, як відбулося розрідження льоду до 8-9 балів та природний злом припаю. Для визначення строків початку прокладки каналу в припаї необхідно обчислити строки початку танення сніжно-льодяного покриву, від яких залежить швидкість подальшого зменшення товщини льоду та його ослаблення. Таким чином, товщина припаю на кінець холодного півріччя, строки його злому, його торосистість та ступінь руйнування грають суттєву

роль при визначення строків початку літній навігації. Сучасні криголами зламують припай значно раніш строку природного злomu.

Інформація про очікувану льодовитість, положення льодових масивів та характеристики дрейфуючого льоду дозволяють судити про умови плавання в дрейфуючому льоді. При великій льодовитості збільшується протяжність шляху суден в суцільному льоді та зменшується швидкість їх руху. Однак, можливість проводки суден визначається не тільки кількістю льоду в морі, але ж й його розподілом в просторі. Іноді при малій льодовитості моря, суцільний лід блокує протоки, або розташовується на шляху руху та завдає суттєві труднощі при переміщенні караванів суден.

З початком стійкого льодоутворення зазвичай припиняють плавання судна з слабкими корпусами. Після досягнення молодим льодом товщини 5-10 см припиняється самостійне плавання суден льодового класу, а при товщині льоду 20-25 см закінчується проводка транспортних суден з допомогою звичайних криголамів типу «Красін». Атомні та міцні криголами типу « Москва» виконують проводку суден льодового класу при товщині молодого льоду 80 см та більш. Для оцінки умов плавання осіною та визначення строків закінчення навігації велике значення має згуртованість залишкового льоду, а також інтенсивність намерзання.

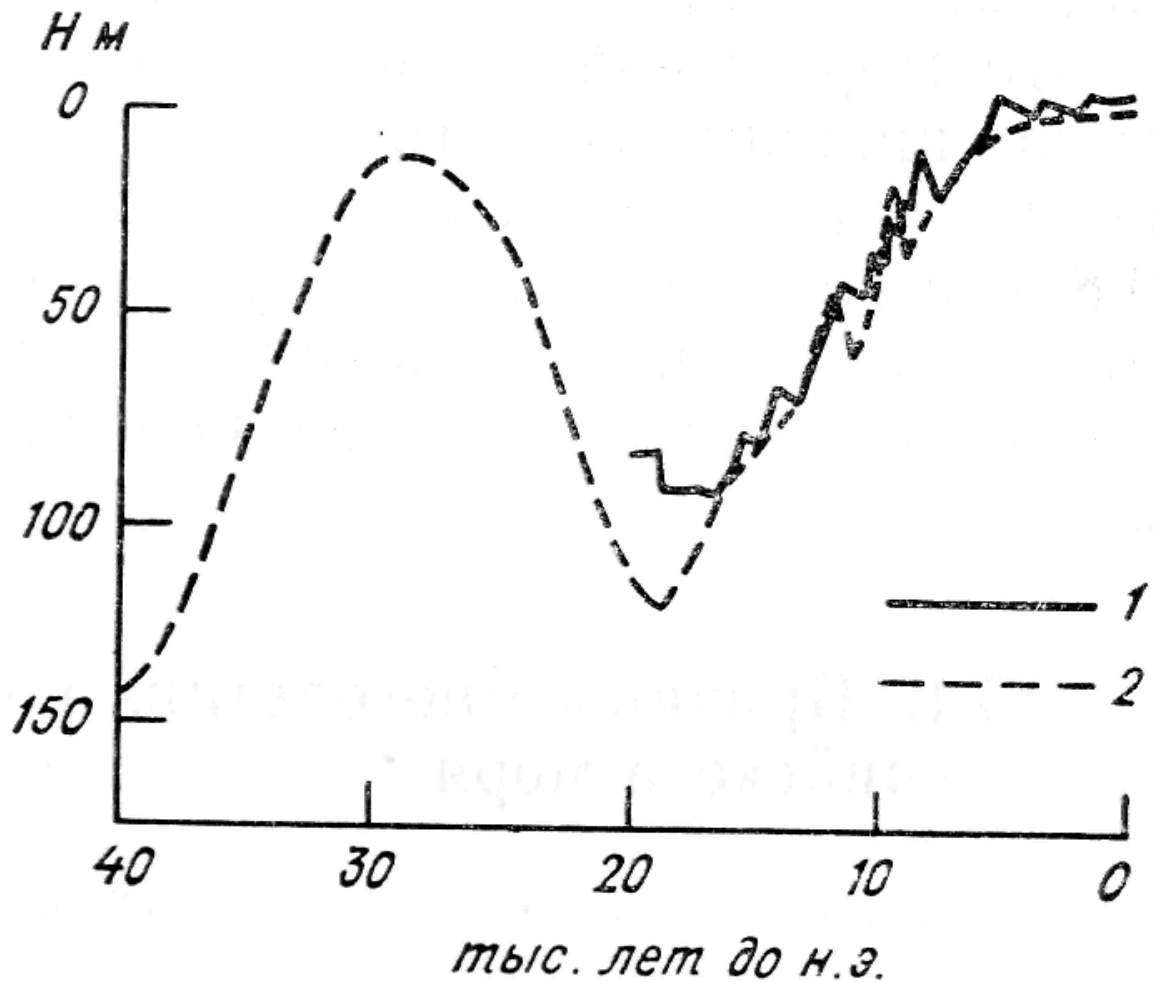
Так як існує значна між річна мінливість льодовій обстановки в арктичних морях, використання середніх багаторічних строків злomu припаю, розподілу дрейфуючого льоду, середніх строків льодоутворення та інших характеристик льодового режиму не може бути основою для планування морських операцій в Арктики. Планування з використанням навігаційних рекомендацій збільшує тривалість періоду плавання в середньому на 37 діб в рік, в порівнянні з тривалістю навігації при середніх багаторічних даних.

Виправданість навігаційних рекомендацій перевищує 80%, що дає значний економічний ефект.

17. Довгострокові та над довгострокові прогнози рівня моря (на прикладі замкнених морів)

Для більшості районів Світового океану між річні коливання рівня відносно невеликі, тому прогноз їх не має великого практичного значення. Однак для деяких задач при виявленні вікових коливань клімату Землі зручним показником є рівень океану. Положення рівня Світового океану в минулому виявляється по геоморфологічним та геологічним ознакам. Вивчення геоморфологічних та геологічних даних показує, що близько 15-18 тисяч років тому назад рівень океану був на 110 метрів нижче сучасного (рис. 17.1). В подальшому рівень океану зростав зі швидкістю приблизно 2 см за рік. Така

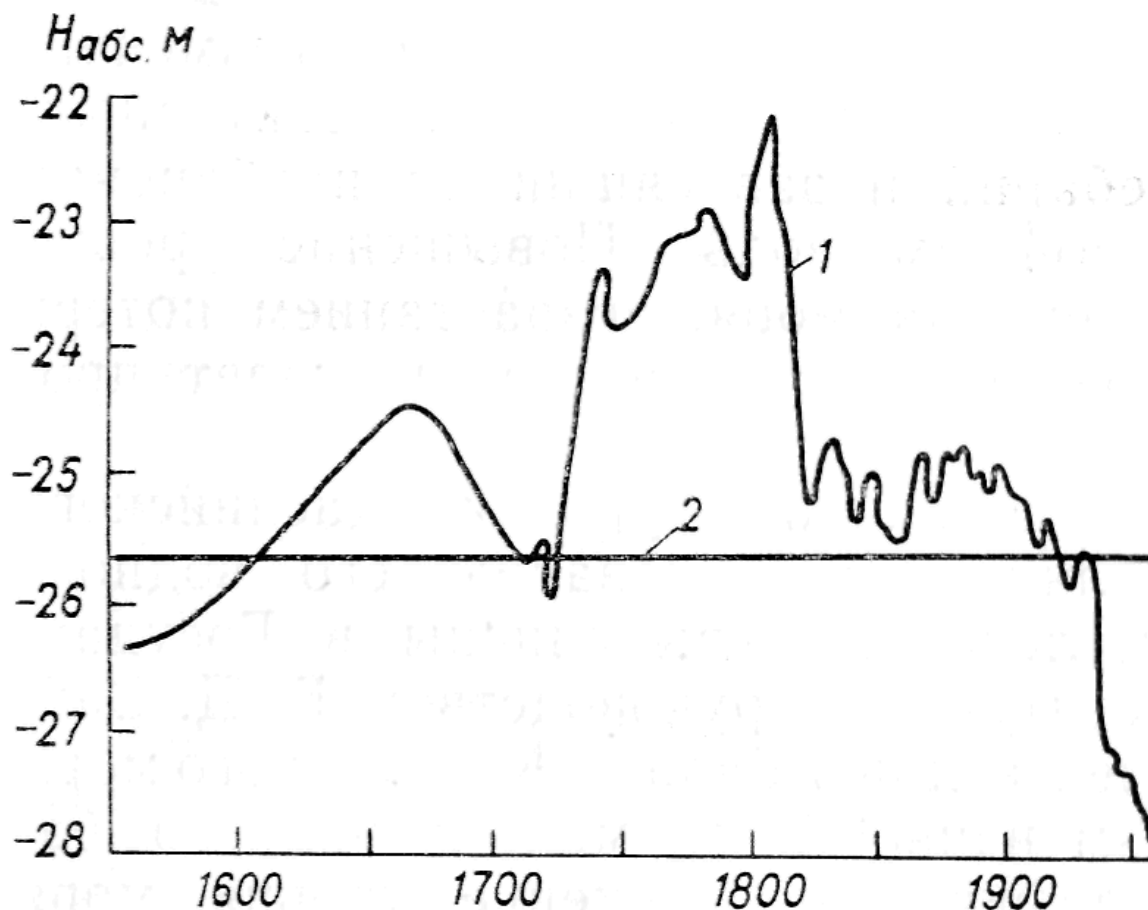
швидкість була незмінною до 5-8 тисяч років тому назад, після чого середня швидкість зростання рівня знизилась до 1-2 мм за рік. З такою швидкістю рівень зростає й в 20-м столітті [4].



Рим. 17.1 Рівень Світового океану за останні десятки тисяч років:
1 - за Файбриджем, 2 - за Карреєм з [4]

Найбільший практичний інтерес представляють сучасні коливання рівня в замкнених морях, де вони можуть бути дуже значними. Про багаторічні коливання рівня Каспійського моря за останні століття можна судити за посередніми матеріалами, отриманими Бергом Л.С. (рис. 17.2). Як видно з рисунку, з початку XIX століття та до 1977 року рівень знизився на 3,5 метри. Зниження стоку річок, які впадають в Каспійське море в 1930-1952 роках зумовило різке зниження рівня та зменшення його площі. Це призвело до серйозних наслідків в діяльності багатьох галузей господарства. Економіка прибережних районів моря понесла значні збитки. Значно погіршились умови проживання та розмноження

цінних промислових риб. Великі збитки були нанесені водному господарству із-за витрат на перебудову фарватерів, каналів та портів.



Рисю 17.2 Віковий хід рівня (1) Каспійського моря (за Л.С.Бергом) та середній багаторічний рівень (2) з [4]

Після 1977 року почалось зростання рівня Каспійського моря, що також завдає значні збитки господарству. Отже всі галузі економіки Каспійського регіону зацікавлені в стабілізації рівня близько сучасних позначок та зменшення амплітуди багаторічних коливань.

Режим Аральського моря з початку 20-го століття і до 1960 років був відносно стабільними. Стік річкових вод та опади на дзеркало моря компенсувались втратами води на випарування, що обумовлювало незначні коливання рівня моря. Але ж в останні 50 років відбувалось різке зниження притоку річкових вод із-за безповоротних вилучень на зрошення та деяке природне зниження водності річок Амудар'я та Сирдар'я. Так, якщо в 1960 році стік річок складав 63 кубічних кілометрів на рік, то 2003 він знизився до 3,2 кубічних кілометрів на рік, тобто на 95%. Все це обумовило значне зниження рівня моря – швидкість падіння досягала 0,5-0,8 м за рік. В

1989 році Аральське море розділилось на дві ізольовані водойми – Північний (Малий Арал) та Південний (Великий Арал) – кожний зі своїм рівнем тяжіння. В 2003 році площа Аральського моря складала 25%, а в 2015 році лише 12% від початкові площі 60-х років, рівень моря знизився на 22 метри нижче рівня, який спостерігався в 50-х роках 20-го століття. Відбулись зміни й сольового режиму моря: в 1960 році солоність води в Аральському морі складала 9,9‰, а 2007 році – 100‰. Рибний промисел зберігся лише в Малому Аралі, а в Великому Аралі вся риба загинула внаслідок великій солоності води.

Внаслідок «загибелі» моря прибережні території перетворились на пустелю, де умови для проживання людини значно погіршилися, або взагалі не можливі. Таким чином, загибель моря цілком обумовлено не кліматичним факторами, а антропогенною діяльністю, тобто безповоротними вилученнями на зрошення, що порушило водний баланс моря.

17.1 Причини багаторічних коливань рівня Каспійського моря

Коливання рівня Каспійського моря від року до року відбуваються в результаті змін в річковому та підземному стоки, змін інтенсивності випарування з водній поверхні та змін морфологічних характеристик - площі водного дзеркала, протяжності береговій лінії, середній крутизни укосу. Антропогенний вплив, що посилюється, в значній мірі маскується великою інерційністю рівня моря [3,4,5].

В механізмі багаторічних коливань рівня можна виділити два процеси: активний фактор – причина коливань полягає в мінливості гідрологічних та кліматичних умов, та реактивний фактор – який обмежує розмах коливань внаслідок від наповнення водойми та втрати води на господарську діяльність. Підвищення рівня моря супроводжується збільшенням дзеркала моря та зростанням втрат на випарування. Зниження рівня моря зумовлює протилежні наслідки - зменшення дзеркала та витрат на випарування. Аналіз мінливості складових водного балансу моря показав, що катастрофічне зниження рівня моря в 1930-1945 роках було обумовлено різким зниженням водності річок, яки впадають в Каспійське море.

Рівняння водного балансу моря можна записати так

$$V_{\text{пов.}}/S_{\text{дз.}} + V_{\text{підз.}}/S_{\text{дз.}} - V_{\text{к.б.г.}}/S_{\text{дз.}} - V_{\text{госп.}}/S_{\text{дз.}} - (E-Q_{\text{дз.}}) = \Delta h_{\tau}, \quad (17.1)$$

де $V_{\text{пов.}}$ - поверхневий стік річок,

$V_{\text{підз.}}$ - підземний стік,

$V_{\text{к.б.г.}}$ - відтік в затоку Кара-Богаз-Гол,

$V_{\text{госп.}}$ - втрати води на господарську діяльність,

$S_{\text{дз.}}$ - площа дзеркала моря,

E – випаровування з поверхні дзеркала моря,
 $Q_{\text{дз.}}$ – опади на поверхню моря,
 Δh_{τ} - зміни рівня моря за час τ .

Прогноз всіх складових водного балансу моря дозволяє спрогнозувати зміни рівня.

17.2. Прогнози сезонного ходу та середнього річного рівня Каспійського моря

Метод прогнозу сезонного ходу рівня моря вперше запропонував в 1938 році Калінін Г.П. Вважаючи, що основною змінною складовою рівняння водного балансу є річковий стік, більше половини якого поступає в весняно-літні місяці, Калінін встановив зв'язок між весняно-літнім зростанням рівня моря та весняним стоком р. Волга на створі м. Волгоград. Потім було встановлено статистичні зв'язки між атмосферними опадами в басейні Волги з вересня по березень та весняним ростом рівня моря. Оскільки втрати води на площі водозбору річок, які впадають в Каспійське море, осіною та весною залежать також від температури повітря в ці сезони, температура повітря за жовтень, листопад та за березень також урахувались в прогностичних рівняннях в якості пре дикторів. Прогностичне рівняння для максимального підйому рівня в сезонному ході має такий вигляд

$$\Delta h = a Q^{\text{ix-iii}} + b t_a^{\text{x-xi, iii}}, \quad (17.2)$$

де Δh - підйом рівня моря від лютого до липня,
 $Q^{\text{ix-iii}}$ – атмосферні опади в басейні р. Волга за холодне півріччя ,
 $t_a^{\text{x-xi, iii}}$ - середньомісячна температура повітря за жовтень, листопад та березень в басейні р. Волга.

Запропонована також залежність між річними змінами рівня та весняно-літнім підйомом. Між річними змінами рівня моря є різниця між мінімальними в річному ході значеннями рівня двох суміжних років. На основі такої залежності можна передбачити мінімальний рівень моря в наступному році. Так як сезонні зміни рівня проходять плавно , то можна на основі інтерполяції розрахувати значення рівня моря на кожен місяць року. Для цього необхідно знати фактичний рівень моря в лютому, березні поточного року, прогностичне значення літнього максимуму рівня, та очікуваний мінімальний рівень в наступному році.

У зв'язку з тим, що стік регулюється , амплітуда сезонного ходу зменшилась, й виникла необхідність в вдосконалені методу. Для цього було уточнено роль кожній складовій водного балансу та

ступінь її мінливості. З квітня по липень основну роль в змінах рівня відіграє річковий стік. Тому точність прогнозу на цей період в значній мірі залежить від дотримання графіку попуску води на гідроелектростанціях. Інтенсивність процесів волого обороту над Каспійським морем суттєво впливає на зміни рівня з серпня по жовтень, а також в зимові місяці. Тобто, для уточнення прогнозу необхідно обчислювати випарування з поверхні моря за окремі місяці. Залежність для обчислення аномалії волого обороту Каспійського моря з атмосферою за період з серпня по жовтень має вигляд

$$\Delta(E-Q_{\text{дз.}})_{\text{yiii-x}} = f(t_w^{\text{yii}}, \sum A_{ij}^P, \sum A_{ij}^{\Delta h}), \quad (17.3)$$

де (t_w^{yii}) – середня місячна температура води на станціях Баку, Махачкала, Шевченко, Красноводськ в липні,
 $\sum A_{ij}^P$ - коефіцієнти розкладання в ряд Чебишова поля атмосферного тиску за період з серпня по жовтень,
 $\sum A_{ij}^{\Delta h}$ - коефіцієнти розкладання в ряд Чебишова кривої спаду рівня моря за період з червня по жовтень.

В 1967 році в Гідрометцентрі СРСР було розроблено метод прогнозу річного ходу рівня Каспійського моря на основі рішення рівняння водного балансу моря, яке урахувало зміни в стоку річкових вод на основі графіків попуску води гідроелектростанціями, а також зміни в випаруванні та опадах. Для складання прогнозів місячних та середнього річного рівня моря в квітні розраховуються значення рівня моря на період з травня по грудень поточного року та період з січня по березень наступного року. Оскільки графіки попуску води не завжди дотримуються, прогнози рівня уточнюються. Виправданість прогнозів рівня по місяцях для екстремальних умов 1972-1981р.р. (ризьке зниження рівня) складала від 82% до 100%. Згідно з прогнозом було також передбачено зростання рівня на період з 1977 по 1986 роки.

17.3 Прогноз рівня моря на строк 5-6- років

Збільшення завчасності прогнозів рівня моря можливо на основі урахування процесів великого масштабу. Белінській М.А. та Калінін Г.П. вперше запропонували на такій основі метод над довгострокового прогнозу рівня Каспійського морі з завчасністю 5-6 років. Для цього розглядалися атмосферні процеси над Атлантичним океаном та басейном Каспійського моря. Поля атмосферного тиску задавалися в індексах Белінського, а потім зіставлялися з гідрометеорологічним елементами. Зміни індексів в основному добре відображають основні риси зміни рівня Каспійського моря. Це пояснюється тим, що кількість опадів в басейні річки Волги залежить

від циклонічної та антициклонічної діяльності над материком. Так, з 1930 по 1946 роки значно зросла антициклонічна циркуляція над європейською територією, наслідком чого було значне зменшення зимових опадів в басейні річок Каспійського моря.

Автори методу встановили залежність середнього стоку Волги за п'ять наступних років від ковзних п'ятирічних сум індексу, який характеризує інтенсивність циклонів або антициклонів в районі Азорського центру дії атмосфери. Залежність характеризується коефіцієнтом кореляції $0,84 \pm 0,05$. Прогностичне рівняння має вигляд

$$h_{\text{пр.}} = 352 - 0,083 \sum_{n-6} (J + 320), \quad (17.4)$$

де $h_{\text{пр.}}$ - рівень моря в прогностичному році,
 J - індекс циркуляції атмосфери в районі Азорського максимуму,
 \sum_{n-6} - сума індексів за останні 6 років.

Прогностичне рівняння (17.4) продовж 1946-1966 років використовувалось в оперативній практиці та давало задовільні результати, виправданість прогнозів склала 71% , після цього розрахунки давали заниженні значення рівня моря, тому в подальшому метод було вдосконалено.

17.4 Прогностичні оцінки фонових змін рівня Каспійського моря на строки 5 років та більш

В останні роки в Гідрометцентрі Росії розроблено метод прогнозу рівня Каспійського моря з завчасністю 5-6, 12 та 18 років [1]. В основу метода була покладена гіпотеза про те, що реакція рівня моря на аномальні атмосферні процеси настає не одразу, а з деяким запізнюванням. Задача полягає в визначенні часу адаптації рівня Каспійського моря до форм атмосферній циркуляції, що змінилися. Причому час адаптації також змінюється в широкому діапазоні та може мати прогностичне значення.

В якості пре дикторів використовуються різні індекси коливань циркуляції атмосфери. Важливою вимогою до сукупності пре дикторів є обмеження спектрального складу в вихідних даних. Як відомо, атмосферні рухи та довгоперіодичні коливання рівня моря мають різні часові та просторові масштаби. За допомогою спектрального аналізу часових рядів рівня моря та характеристик атмосферній циркуляції можна встановити, яка доля інформації про поле даній величини припадає на ті, або інші масштаби руху.

Пошук асинхронних зв'язків виконувався на основі статистичного аналізу вихідних часових рядів рівня моря та характеристик атмосферній циркуляції. При цьому ряди приводились у відповідність

до моделі стаціонарного випадкового процесу, до якого можливо застосовувати апарат математичній статистиці. Прогностичні рівняння знаходились за методом покрокової множинній регресії, використання процедури ковзного оцінювання інформативних пре дикторів, повного перебору можливих регресійних моделей та вибору найбільш оптимальній.

Робота складається з чотирьох етапів.

На першому етапі формуються вихідні часові ряди середніх річних значень рівня моря та середніх річних кількісних характеристик атмосферній циркуляції. На другому етапі проводиться часова фільтрація вихідних рядів та перевірка на стаціонарність та виконання « нормального» закону розподілу. На третьому етапі підготовляються ряди прогностичній величини та пре дикторів, по яких розраховуються прогностичні рівняння та оцінюється їх достовірність. На четвертому етапі по рівняннях регресії виконуються розрахунки фонових змін рівня Каспійського моря на різні строки та робиться їх експертна оцінка.

В якості вихідного матеріалу використовувались дані спостережень за рівнем моря по станції Махачкала, які охоплюють безперервний ряд з 1900 року по сучасний час. По цих даних розраховані середні річні значення рівня Каспійського моря. На рис. 17.3 показано багаторічний хід рівня Каспійського моря, По вісі ординат вказано значення рівня моря в см над єдиним нулем Каспійського моря, який дорівнює -28,00 м відносно нуля Кронштадтського футштоку. Графік демонструє явно нелінійний характер й до нього не можна напряму застосовувати методи статистичній обробки.

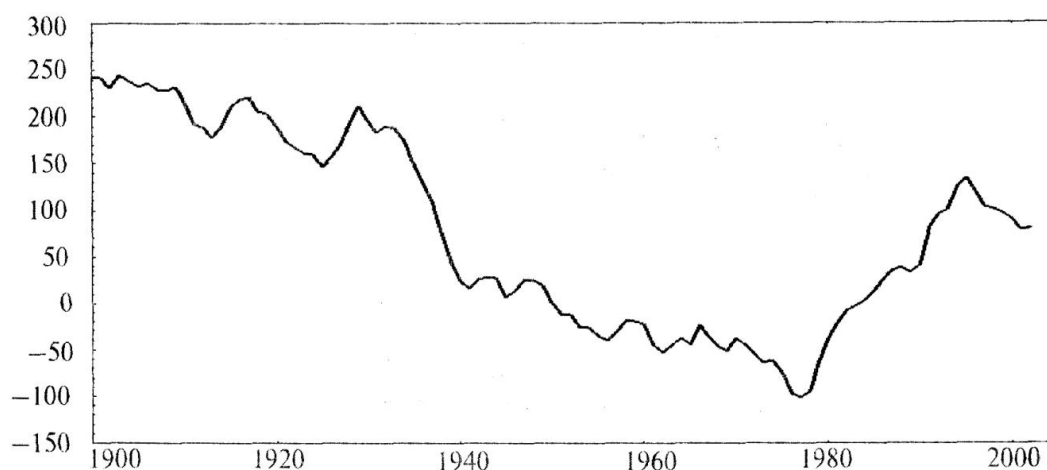


Рис. 17.3 Багаторічний хід рівня Каспійського моря по водо посту Махачкала за 1990-2000рр. з [1]

Для приведення вихідного ряду спостережень за рівнем моря до близько стаціонарного вигляду використовувались не абсолютні

значення рівня, а його річний приріст, який визначався шляхом послідовного віднімання середнього річного рівня попереднього року від середнього річного рівня поточного року, тобто $\Delta H = H_i - H_{i-1}$. В результаті застосування такої процедури багаторічний хід значень ΔH набуває характеру близько стаціонарного процесу з незначним позитивним трендом (рис. 17.4).

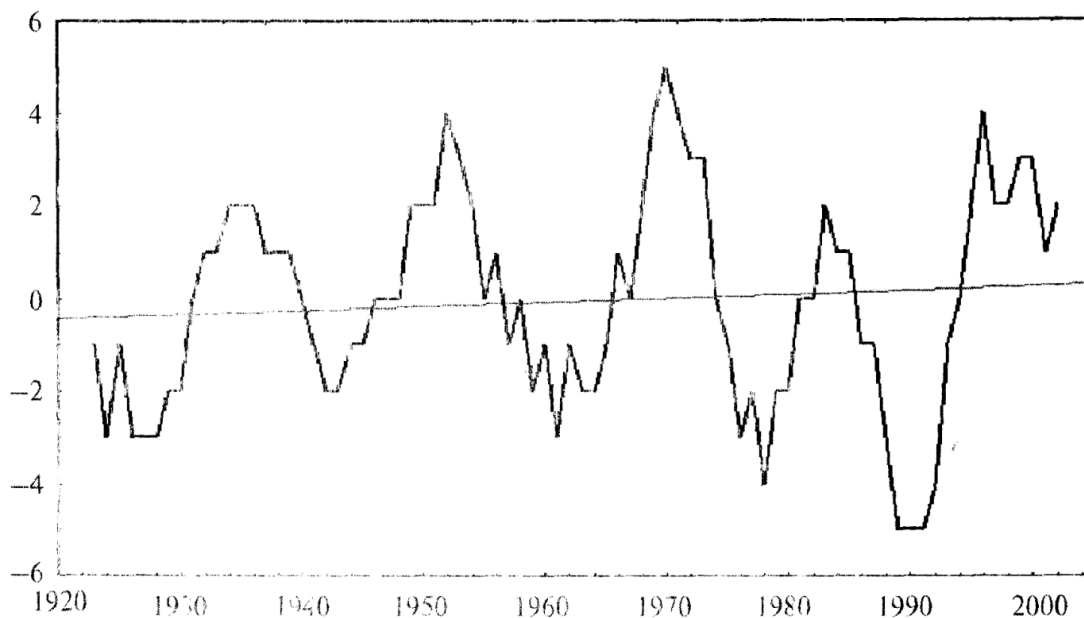


Рис. 17.4 Згладжена крива багаторічного ходу річного приросту рівня Каспійського моря (в см) за 1900-2000рр. з [1]

Для описання атмосферних процесів над Північною півкулею розглядались поля аномалій приземного тиску для окремих секторів. В межах кожного сектору поля представлялись аналітично за допомогою метода розкладання в ряди природних ортогональних функцій. Коефіцієнти ряду V_i використовувались в подальшому в якості кількісній характеристики атмосферній циркуляції. Цей метод дозволяє найбільш точно в статистичному сенсі описати поле, яке розглядається, малою кількістю членів розкладання. Перші члени ряду, які містять інформацію про початкову фазу та амплітуду великомасштабних процесів, одночасно є носіями відносно довгочасній метеорологічній пам'яті, що є дуже важливим для виконання поставленій задачі. Сумісний аналіз часового ходу коефіцієнтів розкладання та рівня Каспійського моря показує, що є суттєві відмінності в характері атмосферних процесів в окремих секторах та їх впливі на режим рівня моря. Виконаний аналіз показав, що тривалі зниження або підвищення рівня моря пов'язані з маловодними та багатоводними періодами. Як відомо, посушливі роки характеризуються переважанням антициклонічній погоди та

формуванням крупних позитивних аномалій температури повітря, в той час як багатоводні роки пов'язані з переважанням дощовій погоди, яка обумовлена циклонічним виносом вологих повітряних мас з Атлантики та з тропічних районів. Незважаючи на різноманіття в змінах кількості опадів в часі та просторі, в цілому на Північній півкулі відмічається загальне зменшення кількості опадів після 1930 року. Про це свідчить також зменшення стоку крупних річок та ризьке падіння рівня Каспійського моря. Слід відмітити, що 1930 рік явився початком дуже вираженого потепління в Арктики, що відобразилось на зменшенні льодовитості морів арктичного басейну. Період, який передував 1930 року відноситься до багатоводного, а наступні роки аж до 1977 року - до маловодного періоду. Період з 1978 року та по даний час - є багатоводним.

В результаті аналізу було встановлено, що з п'яти секторів Північної півкулі найбільш інформативними для рішення задачі прогнозу рівня Каспійського моря є перший та другий сектори. Перший сектор охоплює акваторію Північній Атлантики від 5-го до 80-го градусів західній довготи. Другий сектор примикає до першого та охоплює Європу та західну частину Азії до 70-го градуса східній довготи. Коефіцієнт V_0 характеризує середнє значення аномалії тиску для всього сектора. При $V_0 > 0$ в відповідному секторі переважає циклонічна діяльність, при $V_0 < 0$ - антициклонічна. Коефіцієнти V_1 та V_2 характеризують інтенсивність та напрями зонального (V_1) та меридіонального (V_2) переносу повітряних мас. При $V_1 > 0$ відбувається ослаблення загальної циркуляції атмосфери, переважає антициклонічна погода, що зазвичай приводить до зменшення опадів та збільшення випаровування. При $V_1 < 0$ відбувається посилення загальної циркуляції атмосфери в середніх широтах, посиленню циклонічній діяльності і збільшенню опадів та зменшенню випарування.

При $V_2 > 0$ відбувається меридіональний перенос холодного та сухого повітря з арктичного басейну. Навпаки, при $V_2 < 0$ відбувається меридіональний винос теплого та вологого повітря з тропіків в середні широти. Цей коефіцієнт, зокрема, пов'язано з виходом південних циклонів, які приносять на водозбірний басейн Каспію та Волги велику кількість опадів, особливо в зимовий час. Коефіцієнт V_3 описує просте деформаційне поле розподілу аномалій тиску, а коефіцієнти більш високого порядку описують складні деформаційні поля та їх ефект на характер гідрометеорологічних процесів на водозбірному басейні Каспію важко піддається фізичній інтерпретації. Тому в розрахунках використовувались лише перші чотири коефіцієнти (V_0, V_1, V_2, V_3). Для виявлення крупно масштабних аномалій застосовувалась процедура згладжування вихідних рядів значень рівня моря (ΔH) та коефіцієнтів поля

атмосферного тиску V_i . Для виявлення внутрішньої структури згладжених рядів розраховувались функції спектральній щільності та авто кореляційні функції які показали, що спостерігаються статистично значущі максимуми, яким відповідають цикли в 5, 12 та 18 років. Це свідчить про можливість прогнозу рівня Каспійського моря з такою завчасністю. В якості прогностичній величини використовувались інтегральні величини відхилень від норми річних приростів рівня $\sum (\Delta H - \Delta H_{\text{норма}})$, а в якості пре дикторів - інтегральні значення відхилень від норми коефіцієнтів розкладання баричних полів $\sum (\Delta V_i - \Delta V_{i \text{ норма}})$.

Прогностичне значення та пре диктори отримувались шляхом ковзного сумування по 5, 12 та 18- річчям в залежності від того, з якою завчасністю складається прогноз. Після чого знаходились прогностичні рівняння виду

$$\sum (\Delta H - \Delta H_{\text{норма}}) = f \left(\sum (\Delta V_i - \Delta V_{i \text{ норма}})_{t-\Delta t} \right) \quad (17.5)$$

Наприклад, рівняння для прогнозу фонових змін рівня Каспійського моря на 12 років вперед має вигляд:

$$Y = 0,6713 \cdot V_0^{ii} - 0,6243 \cdot V_1^{ii} + 0,639 \cdot V_2^{ii} + 0,6689 \cdot V_3^i + 3,6567 \cdot V_0^i - 7,4686. \quad (17.6)$$

Римські цифри поряд з коефіцієнтами визначають номер місяця, для якого вони розраховані.

На рис. 17.5 представлено часовий хід фактичних та прогностичних значень накопичених по 12 – річчях сум річного приросту рівня Каспійського моря, який демонструє їх добру узгодженість та свідчить про подальше підвищення рівня Каспійського моря до 2015 року.

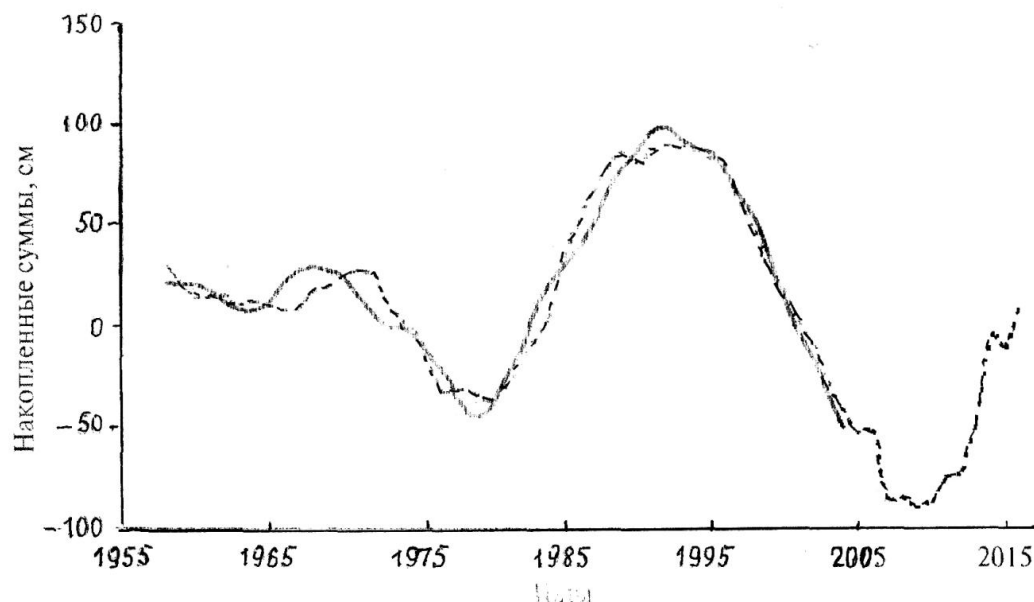


Рис. 17.5 Графік ходу фактичних (суцільна лінія) за період 1955-2004 рр. і прогноз (пунктирна лінія) значень накопичених по 12-річчях сум річного приросту рівня до 2015р. з[1]

Цей прогноз подальшого зростання рівня Каспійського моря збігається з прогнозом загальної зволоженості поширених територій Європи та Азії. За оцінками Калініна Г.П. очікується збільшення атмосферних опадів на 5-8%, а стоку річок на 10-15%.

Література

1. Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. „Оперативное океанографическое обслуживание – М., Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009, 275 с. Електронна бібліотека ОДЕКУ www.library-odeku.16mb.com
2. Гаврилюк Р.В. Прогнози небезпечних морських гідрологічних явищ: - навчальний посібник , Одеса: ОДЕКУ. 2002, 42 с.
3. Кудрявая К.И., Серяков Е.Н., Скриптунова Л.И. „ Морские гидрологические прогнозы „ - Л.: Гидрометеиздат, 1974. 310 с.
4. «Морские прогнозы» (под ред.. Абузярова З.К.) – Л.:Гидрометеиздат, 1987, 297 с.
5. Скриптунова Л.И. Методы морских гидрологических прогнозов – Л.: Гидрометеиздат, 1984. 279 с.
6. Казакевич Д.Н. «Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии», Изд. 2-ое,- Л.: Гидрометеиздат, 1977. 301с.