Б. В. Перелигін
С. Д. Кузніченко

# МЕТОДИ І ЗАСОБИ ОБРОБКИ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський державний екологічний університет

**Б. В. Перелигін**
**С. Д. Кузніченко**

# МЕТОДИ І ЗАСОБИ ОБРОБКИ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

**Навчальний посібник**
**у двох частинах**

Частина 1

**СПОСОБИ І ЗАСОБИ ОДЕРЖАННЯ, ОБРОБКИ І НАДАННЯ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ**

Рекомендовано Міністерством освіти і науки України
як навчальний посібник для студентів
вищих навчальних закладів

Одеса
"Екологія"
2010

ББК 32.97
П 27
УДК 681.3

Рецензенти:
д. т. н., проф. ***П. Ю. Баранов***;
д. т. н., проф. ***В. А. Денисенко***;
д. т. н., проф. ***С. А. Нестеренко***

Гриф надано Міністерством освіти і науки України
*(лист № 1/11-5433 від 21 червня 2010 року)*

**Перелигін Б. В., Кузніченко С. Д.**

П 27 Методи і засоби обробки моніторингової інформації : Навчальний посібник : у 2-х ч. Частина 1 : Способи і засоби одержання, обробки і надання моніторингової інформації. — Одеса : Екологія, 2010. — 224 с.

ISBN 978–966–8470–61–9

У навчальному посібнику викладено способи і засоби одержання, обробки і надання моніторингової інформації, розглянуті поняття моніторингу навколишнього середовища і моніторингової інформації, а також наземна і космічна підсистеми одержання даних про стан довкілля, наведено опис побудови, принципів роботи і надання моніторингової інформації в гідрометеорологічній, радіолокаційній і космічній технічних системах моніторингу стану навколишнього природного середовища.

Посібник розраховано на студентів і магістрів напряму навчання "комп'ютерні науки" спеціальності "інформаційні управляючі системи та технології" спеціалізації "геоінформаційні системи та технології", а також може бути корисним для гідрометеорологів і екологів.

**ББК 32.97**
**УДК 681.3**

ISBN 978–966–8470–61–9

© Одеський державний екологічний університет, 2010

## ЗМІСТ

Стор.

Вступ ..... 6
1 Поняття про моніторинг навколишнього середовища та моніторингову інформацію ..... 9
1.1 Поняття про моніторинг навколишнього середовища .. 9
1.2 Система державного моніторингу України та моніторингова інформація ..... 12
2 Наземна підсистема одержання даних про стан природного середовища ..... 17
3 Гідрометеорологічні технічні системи моніторингу ..... 24
3.1 Способи і технічні засоби зондування Світового океану ..... 24
3.2 Наземні способи зондування атмосфери і навколишнього середовища ..... 49
3.3 Системи радіозондування ..... 54
3.3.1 Принцип побудови та класифікація систем радіозондування ..... 54
3.3.2 Система радіозондування „Малахіт" ..... 55
3.3.3 Система радіозондування „Радіотеодоліт–УЛ" ..... 57
3.3.4 Системи радіозондування „Метеор", „Метеорит", „Метеорит-2" ..... 57
3.3.5 Система зондування «Титан» (АВК-1) ..... 60
3.3.6 Будова та принцип дії радіозондів ..... 61
3.3.7 Аерологічні радіозонди ..... 63
3.4 Аеродромна метеорологічна автоматизована станція Авіа-1 ..... 69
4 Наземні радіолокаційні дистанційні методи дослідження навколишнього середовища ..... 74
4.1 Принципи радіолокації ..... 74
4.1.1 Способи радіолокаційного спостереження і огляду ..... 74
4.1.2 Вимірювання координат об'єктів ..... 77
4.2 Основи радіометеорології ..... 81
4.2.1 Основні електрофізичні характеристики атмосфери і їх зв'язок з метеорологічними параметрами ..... 81
4.2.2 Взаємодія електромагнітних хвиль з атмосферою 85

4.2.3 Основне рівняння радіолокації метеоцілей..... 93
4.2.4 Радіолокаційне дослідження навколишнього середовища імпульсними РЛС..... 99
4.2.5 Радіолокаційне дослідження навколишнього середовища допплерівськими РЛС..... 104
4.3 Основи лазерного зондування навколишнього середовища..... 109
4.3.1 Взаємодія лазерного сигналу з навколишнім середовищем..... 109
4.3.2 Вимірювання параметрів навколишнього середовища за допомогою лазерів..... 111
4.4 Основи мікрохвильового зондування навколишнього середовища..... 115
4.4.1 Основні поняття про радіотеплове випромінювання навколишнього середовища і його характеристики..... 115
4.4.2 Дослідження навколишнього середовища за допомогою радіометрів..... 123
5 Надання моніторингової інформації в наземній підсистемі одержання даних про стан природного середовища..... 127
5.1 Зберігання моніторингової інформації в наземній підсистемі одержання даних про стан природного середовища..... 127
5.2 Надання моніторингової інформації, одержаної при точкових спостереженнях..... 130
5.3 Надання моніторингової інформації, одержаної при дистанційних спостереженнях..... 136
6 Космічна підсистема одержання даних про стан природного середовища. Класифікація тематичних задач дистанційного зондування Землі з космосу..... 147
6.1 Космічна підсистема одержання даних про стан природного середовища..... 147
6.2 Класифікація тематичних задач дистанційного зондування Землі з космосу..... 150
7 Фізичні і технічні основи одержання космічної моніторингової інформації. Характеристика космічної інформації..... 163
7.1 Основні поняття про рух штучного супутника Землі. Орбіти штучних супутників Землі..... 163
7.2 Фізичні основи дистанційного зондування Землі..... 169
7.3 Космічні системи дистанційного зондування Землі..... 172
7.4 Характеристика космічної моніторингової інформації..... 177



8 Одержання, обробка і надання космічної моніторингової інформації..... 188
8.1 Принципи формування телеметричної інформації оглядових систем космічних апаратів..... 188
8.2 Призначення, характеристики, склад і принцип роботи станції КОСМЭК..... 195
8.3 Етапи обробки космічних знімків. Основні характеристики зображень..... 204
8.4 Особливості одержання зображень у різних ділянках спектру..... 210
Іменний покажчик..... 216
Предметний покажчик..... 217
Бібліографічний список..... 221

# ВСТУП

**Предмет, мета і завдання дисципліни "Методи і засоби обробки моніторингової інформації".** Господарська діяльність людини все ще залежить від стихій природи. Це особливо помітно проявляється в сільському господарстві, авіації, рибальстві і т.д. Багато країн вже зараз відчувають гострий дефіцит харчового білка, мінеральних і паливно-сировинних ресурсів, інших корисних копалин. Це потребує збільшення масштабів освоєння навколишнього середовища і відповідно більш глибокого вивчення процесів, що відбуваються в ній, визначення запасів мінеральних і харчових ресурсів, ефективності використання середовища в транспортних цілях. Особлива увага багатьох країн привернута до таких небезпечних явищ, як тропічні і позатропічні циклони, пилові бури, вулканічні виверження, які, крім стихійних лих, призводять, у ряді випадків, до забруднення навколишнього середовища. Важливу роль у процесі забруднення відіграє також господарська діяльність людини. Таким чином, різноманіття проблем, з якими зіштовхується людство у своєму життєзабезпеченні і діяльності, визначає гостру необхідність вивчення і тривалого спостереження стану навколишнього середовища, тобто його моніторингу. У першу чергу це потрібно для того, щоб вміти достовірно прогнозувати погоду, уникати небезпечних наслідків забруднень, попереджати збитки, що можуть бути нанесені стихійними явищами. Велике значення мають оперативні відомості про океан і атмосферу для морського транспорту і рибальства, дослідження і експлуатації шельфів, охорони океану від забруднення. Учених, які вивчають процеси в атмосфері і океані, цікавить різноманітна інформація. Тому дуже різноманітний і склад вимірюваних параметрів навколишнього середовища при проведенні моніторингу. Це пояснюється складністю окремих досліджуваних природних процесів у системі атмосфера-океани-континенти, а також недостатньою повнотою теорій, що описують ці процеси. Проте, вже відомий набір параметрів навколишнього середовища, за якими потрібно спостерігати в першу чергу. Для атмосфери це – температура, швидкість і напрямок вітру, відносна вологість, приземний тиск, хмарність, склад атмосфери і її забруднення. Океан характеризується температурою поверхні, тепломісткістю верхнього шару, дотичною вітровою напругою, рівнем поверхні, приповерхневими течіями, глибоководною циркуляцією, океанічними вихрами, опадами над океаном, рівнем забруднення. Для суши це – температура поверхні, приплив і відтік тепла, забруднення. У розпорядженні вчених є різні засоби одержання інформації про стан навколишнього середовища. Це метеорологічні станції, радіозонди, радіолокатори, ракети, науково-дослідні судна,



космічні супутники і кораблі і т.д. Інформація, отримана із застосуванням засобів моніторингу, дуже різноманітна за видом, за складом, за просторовими, часовими характеристиками, точністю і потребує, як правило, декількох етапів обробки. До попередньої обробки можна віднести процеси кодування, передачі, приймання і корекції інформації. До остаточного – процеси її розпізнавання, класифікації, упорядкування, систематизації, складання архівів.

Таким чином, предметом дисципліни "Методи і засоби обробки моніторингової інформації" є вивчення питань моніторингу навколишнього середовища, системи моніторингу, видів моніторингової інформації, фізичних способів і технічних засобів її одержання, обробки і подання, математичних методів обробки інформації і використання їх з метою моніторингу навколишнього природного середовища, методів розпізнавання спостережуваних об'єктів і явищ.

Мета дисципліни – підготовка майбутніх фахівців в галузі обробки інформації від інформаційно-вимірювальних систем моніторингу навколишнього середовища.

Завданнями дисципліни "Методи і засоби обробки моніторингової інформації" є:

*одержання студентами таких знань:*

- основ теорії дистанційних методів моніторингу навколишнього природного середовища;
- основ радіолокації і радіометеорології;
- гідрометеорологічного, аерологічного, радіолокаційного, лазерного, мікрохвильового зондування навколишнього середовища;
- основних фізичних і технічних принципів одержання космічної інформації про навколишнє середовище;
- методів активного і пасивного зондування Землі з космосу;
- загальної будови, типового складу і характеристик апаратури космічних систем зондування;
- основних видів космічної інформації та її характеристик;
- основних етапів обробки космічної інформації;
- основних дешифровних ознак космічних знімків;
- основних понять теорії розпізнавання образів;
- класифікації систем розпізнавання образів;
- підходів до розпізнавання образів і методів розпізнавання образів;
- основних видів алгоритмів розпізнавання образів;
- основ моделювання систем розпізнавання образів;
- принципів побудови систем і алгоритмів розпізнавання образів у технічних системах моніторингу навколишнього середовища.

*прищеплення студентам наступних навичок:*

- правильної постановки задачі розпізнавання об'єктів і явищ в системах моніторингу навколишнього природного середовища;
- вибору оптимального для конкретних умов алгоритму розпізнавання об'єктів і явищ у навколишнім середовищі;
- вирішення завдання моделювання, обробки, надання, аналізу і розпізнавання об'єктів і явищ на основі використання моніторингової інформації.

**Структура, практична значимість дисципліни і її зв'язок з іншими дисциплінами.** Дисципліна "Методи і засоби обробки моніторингової інформації" належить до професійно-орієнтованих дисциплін підготовки фахівців з напрямку 6.080400 "Комп'ютерні науки", спеціальності 7.080401 "Інформаційні управляючі системи та технології", спеціалізації "Геоінформаційні системи та технології". Вона є однією з основних дисциплін у спеціалізації "Геоінформаційні системи та технології" і знайомить майбутніх фахівців із сучасними способами і засобами моніторингу і методами обробки моніторингової інформації.

Структурно дисципліна "Методи і засоби обробки моніторингової інформації" складається з наступних змістовних модулів:

1. Теоретичний Змістовний модуль-Л1: Способи і засоби одержання, обробки і надання моніторингової інформації.
2. Теоретичний Змістовний модуль-Л2: Методи обробки моніторингової інформації.
3. Практичний Змістовний модуль-П1: Методи і засоби одержання, обробки і надання моніторингової інформації.
4. Теоретичний Змістовний модуль-Л3: Розпізнавання образів при обробці моніторингової інформації.
5. Практичний Змістовний модуль-П2: Побудова систем розпізнавання образів для обробки моніторингової інформації.

Даний навчальний посібник є першою частиною, у якій викладаються питання, пов'язані з теоретичним Змістовним модулем-Л1: Способи і засоби одержання, обробки і надання моніторингової інформації.

Дисципліна "Методи і засоби обробки моніторингової інформації" базується на вивченні таких дисциплін як "Фізика", "Вища математика", "Дискретна математика", "Основи електротехніки і електроніки", "Основи програмування та алгоритмічні мови", "Системне програмування і операційні системи", "Методи та засоби комп'ютерних інформаційних технологій", "Основи цифрової картографії". У свою чергу вона є основою для вивчення й опанування студентами методів, технічних і програмних засобів обробки моніторингової інформації в геоінформаційних системах.



# 1 ПОНЯТТЯ ПРО МОНІТОРИНГ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА ТА МОНІТОРИНГОВУ ІНФОРМАЦІЮ

## 1.1 Поняття моніторингу навколишнього середовища

Поняття моніторингу навколишнього середовища вперше було введене у вживання в 1972 р. на Стокгольмській конференції ООН. Моніторингом було запропоновано називати систему повторних наглядів одного і більш елементів навколишнього природного середовища у просторі та часі з певною метою відповідно до наперед підготовленої програми. Це поняття визначають також як систему спостережень, що дозволяє виділити зміни біосфери під впливом людської діяльності. В даний час цей термін дуже широко використовується для позначення тривалих спостережень за зміною природних і природно-техногенних процесів, що впливають на стан природних і природно-технічних систем. В загальному вигляді моніторинг можна визначити як *організовану з контрольно-діагностичною метою просторово-часову систему спостережень за змінами природних і природно-технічних систем, об'єктів і окремих складових їх частин у взаємодії з навколишнім середовищем.*

Таким чином, моніторинг є системою збору, обробки і зберігання інформації, необхідної для вирішення певних задач. Однією з таких задач, яку можна віднести до категорії головних, представляється виявлення тенденцій зміни стану навколишнього середовища, окремих її компонентів, природних і природно-технічних систем, об'єктів під впливом природних або техногенних процесів і складання довгострокових і короткострокових прогнозів таких змін. Подібного роду дані використовуються для ухвалення управлінських рішень, мета яких, у свою чергу, полягає в запобіганні або зниженні до мінімуму збитків від негативних проявів природних і техногенних процесів.

Моніторинг призначений для одержання інформації, що охоплює і характеризує весь комплекс процесів і явищ, що спостерігаються в межах досліджуваного об'єкту і простору навкруги нього. Така інформація необхідна для складання, подальшого коректування і уточнення прогнозів розвитку різних потенційно небезпечних процесів. Глобальний моніторинг проводиться з метою одержання інформації, необхідної для вирішення задачі збереження біосфери і забезпечення розвитку цивілізації. Ця задача може бути вирішена за наявності даних, достатніх для складання достовірних прогнозів несприятливих геодинамічних і геофізичних явищ в цілях запобігання природних і природно-техногенних катастроф або зменшення збитку, що завдається ними.

Стосовно спостережень за зміною навколишнього середовища слід розрізняти моніторинг глобальний, державний, регіональний, локальний і детальний, як це показано на рис. 1.1.

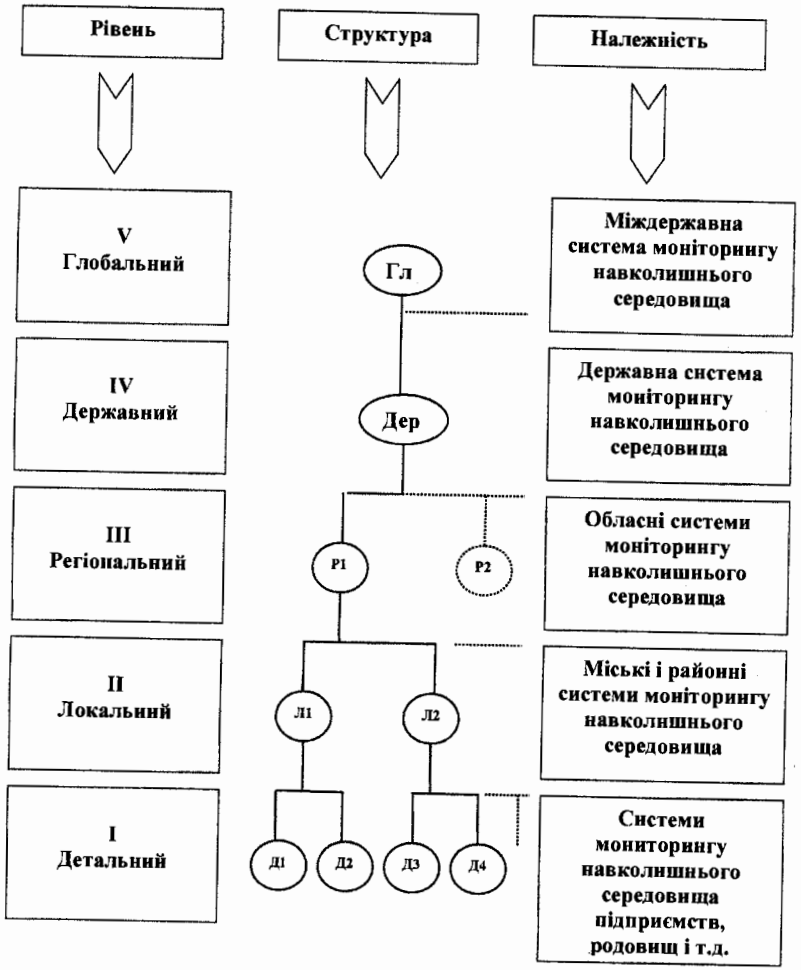



Рис. 1.1 – Структура моніторингу навколишнього середовища

Задачі, для вирішення яких здійснюється моніторинг, визначають рівень, ступінь складності, а також міждержавну, державну або відомчу



приналежність організовуваної системи спостережень. Найскладнішим по своїй структурі є моніторинг навколишнього середовища, оскільки припускає організацію багаторівневої і багатокомпонентної комплексної системи спостережень.

Приведена структура відображає моніторинг на кожному з рівнів, а також організаційну його приналежність. Кожний з рівнів, починаючи з першого, низького (детального), припускає організацію своєї власної системи спостережень, збору, обробки і передачі інформації (моніторингу), яка як підсистема входить в систему більш високого рівня. В той же час на кожному з рівнів, враховуючи цільову спрямованість моніторингу, доводиться вирішувати, крім загального стеження за обстановкою, цілком певні задачі, пов'язані з вивченням деяких домінуючих кліматичних, геологічних або геофізичних процесів або зі спостереженням за зміною стану окремих об'єктів. В цьому випадку доцільна організація дворівневого – загального і спеціального – моніторингу.

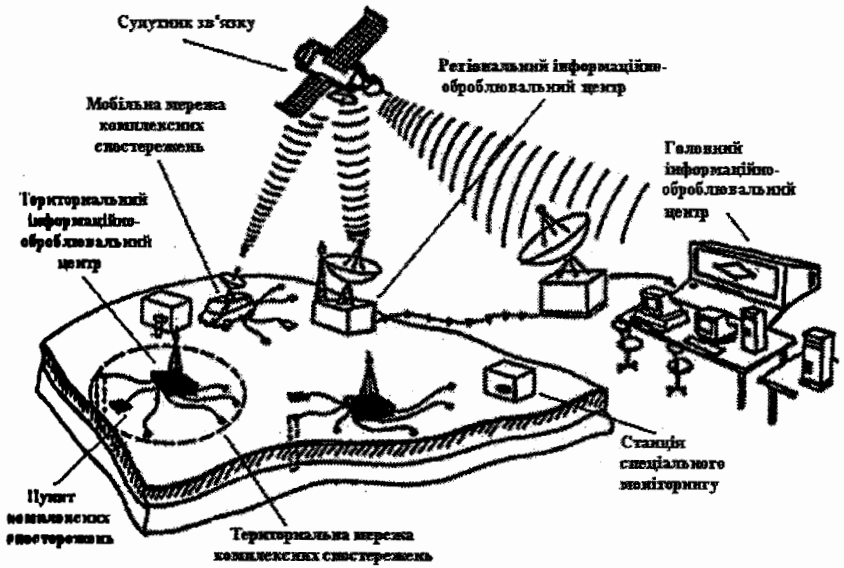



Рис. 1.2 – Схема організації комплексного моніторингу

Загальний моніторинг – це система контролю, що охоплює всю досліджувану територію зі всіма об'єктами, що знаходяться в її межах, і припускає проведення спостережень за динамікою зміни максимально можливого числа характеристичних параметрів. Спеціальний моніторинг

передбачає вивчення характеру змін порівняно невеликого числа параметрів або чинників на обмежених ділянках або на окремих об'єктах, а також нагляди за змінами деяких компонентів навколишнього середовища, наприклад геологічного середовища, техносфери або біосфери.

Для здійснення моніторингу повинна бути організована мережа спостережних станцій, розроблений часовий режим (регламент) проведення вимірювань характеристичних параметрів і створений спеціальний центр обробки і зберігання інформації. На рис. 1.2 показаний варіант схеми організації моніторингу, що включає стаціонарні і мобільні пункти комплексних спостережень, об'єднувані в територіальні мережі; інформаційно-оброблювальні центри різного ієрархічного рівня; систему комунікацій для передачі інформації. Така схема дозволяє здійснювати моніторинг на всіх рівнях від окремого об'єкту до території держави в цілому і має вихід в систему міжнародного глобального моніторингу.

## 1.2 Система державного моніторингу України та моніторингова інформація

Закон України "Про охорону навколишнього природного середовища" [1] у ст. 22 "Моніторинг навколишнього природного середовища" визначає:

з метою забезпечення збору, обробки, зберігання і аналізу інформації про стан навколишнього природного середовища, прогнозування його змін і розробки науково обґрунтованих рекомендацій для прийняття ефективних управлінських рішень на Україні створюється система державного моніторингу навколишнього природного середовища.

Таким чином, моніторинг – інформаційна система спостереження і контролю, тобто система моніторингу містить у собі технічні засоби вимірювання і спостереження, та самий процес накопичення даних та оцінку їх динаміки. При спостереженні фіксується якісний стан природного середовища та його зміна, при контролі – фіксуються кількісні параметри середовища і їх зміна.

Державна система спостережень і контролю за станом природного середовища або система державного моніторингу (СДМ) є комплексною багаторівневою геоінформаційною системою, призначеною для проведення систематичних спостережень і контролю змін стану природного середовища під впливом природних і антропогенних факторів, а також для забезпечення органів державного управління, господарських організацій і населення інформацією про поточний і прогнозований стан природного середовища, яка одержується від власної мережі спостережень і від інших організацій, іноземних країн і міжнародних організацій [2].



Основними задачами СДМ є:

– здійснення необхідних спостережень і збору даних про стан природного середовища (у тому числі про екологічну ситуацію) у різних просторових масштабах території земної кулі, включаючи глобальний;

– оперативна передача та обробка великих масивів інформації з метою забезпечення підготовки прогнозів погоди, гідрометеорологічних і геофізичних умов, а також рівнів забруднення природного середовища;

– забезпечення на оперативній основі галузей господарства і населення природно-ресурсною інформацією;

– контроль забруднення природного середовища і джерел його забруднення;

– контроль за дотриманням норм граничних викидів забруднюючих речовин;

– контроль і прогноз сонячної активності, а також геофізичних явищ у магнітосфері, іоносфері та верхній атмосфері;

– одержання необхідної інформації для оцінки клімату, його мінливості і впливу коливань і змін клімату на галузі господарства, економіку і екологічну ситуацію;

– підвищення завчасності попереджень господарських організацій і населення країни про небезпечні і стихійні гідрометеорологічні явища, а також про екстремальні рівні забруднення навколишнього природного середовища;

– подальше розширення і підвищення ефективності гідрометеорологічного забезпечення господарського комплексу шляхом впровадження нових і вдосконалення існуючих методів спостережень і прогнозу погоди, гідрометеорологічних і геофізичних явищ;

– здійснення системи природоохоронних заходів для покращення екологічної обстановки в країні, скорочення обсягу шкідливих викидів в атмосферу, зниження концентрації шкідливих домішок; подальший розвиток і підвищення ефективності цих заходів;

– організація і проведення робіт з активного впливу на гідрометеорологічні явища і процеси.

Організаційно СДМ складається з наступних структурних елементів:

пунктів спостережень,
гідрометеорологічних і спеціальних обсерваторій,
гідрометеорологічних бюро,
гідрометеорологічних центрів,
центрів контролю забруднення природного середовища,
пунктів прийому супутникової інформації,
територіальних, регіональних центрів обробки і зберігання гідрометеорологічної інформації.

Структурні підрозділи системи зв'язані різними за видом,

призначенням та пропускною здатністю каналами зв'язку. Центри обробки інформації обмінюються регулярною метеорологічною інформацією в рамках Всесвітньої служби погоди з національними, регіональними та світовими метеорологічними центрами, розташованими в інших країнах членах Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО).

Всі функції, які виконує СДМ, умовно поділяють на наступні групи:

одержання вихідних даних,
передача даних,
обробка даних,
розповсюдження отриманої інформації.

Відповідно до цього в СДМ є чотири системи:

– система (що включає наземну і космічну підсистеми) одержання гідрометеорологічних і геофізичних даних про стан природного середовища, даних про забруднення природного середовища, а також про природні ресурси, яка складається із засобів для проведення спостережень і обслуговуючого персоналу;

– система збору і розповсюдження інформації, що забезпечує своєчасний надійний збір і розповсюдження результатів спостережень і обробленої інформації, переданих на всіх рівнях СДМ;

– система обробки інформації і банків даних про природне середовище, що забезпечують автоматизовану обробку і подання інформації про поточний і прогнозований стан природного середовища та клімату;

– система доведення інформації, що включає методи і технічні засоби для своєчасного подання необхідної інформації про поточний і прогнозований стан природного середовища управляючим органам, господарським організаціям, а також населенню.

В *системі одержання даних* про стан природного середовища забезпечується виконання різних видів спостережень: на станціях і постах, розташованих на суші і на морі, на стаціонарних і пересувних платформах, методами точкових вимірювань або просторового зондування (наземна підсистема одержання даних), а також різними методами і засобами вимірювань зі супутників (космічна підсистема одержання даних).

Засоби для одержання кількісних і якісних характеристик поточного стану об'єктів природного середовища розміщуються на постійно або тимчасово діючій мережі пунктів спостережень з персоналом або без персоналу спостерігачів, а також використовуються при проведенні експедиційних робіт.

Масштаб і мінливість досліджуваних процесів визначають широкий діапазон вимог до точності, просторової і часової розрізняльної здатності результатів спостережень і тривалості періодів, за які необхідно одержувати відомості про них.



В основі організації і функціонування системи одержання даних і мережі пунктів спостережень, що входить до неї (у тому числі епізодичних спостережень) полягає концепція комплексності. Відповідно до цієї концепції максимальна інформативність діючих засобів спостереження забезпечується раціональним (з врахуванням вимог до оптимальної точності подання даних у пункті і оптимальному розрізнянні в просторі) їх розміщенням і комплексним використанням одержаної інформації.

*Система збору і розповсюдження інформації* дозволяє здійснювати збір даних від мережі спостереження, циркулярне розповсюдження великих потоків цифрової і графічної інформації, обмін масивами даних на всіх рівнях СДМ, а також передачу необхідної інформації споживачам.

*Система обробки даних* про стан природного середовища містить у собі оперативно-прогностичні організації, технічні засоби перетворення і передачі даних, ЕОМ, пристрої зберігання інформації, інструкції для персоналу, що обслуговує систему, і набір програм, що реалізують технологію обробки, контролю і зберігання даних.

Система забезпечує оперативну, режимну обробку і аналіз отриманої інформації; складання довгострокових і короткострокових прогнозів стану природного середовища, оглядів і консультацій; систематизацію, накопичення, зберігання і пошук інформації; складання довідників по різних видах інформації і довідок по запитах.

Обробка даних виконується з різним ритмом функціонування, обумовленим розкладом роботи системи спостережень і каналів передачі даних, а також установленими строками підготовки вихідної продукції: оброблених даних, прогнозів, довідкових видань і т.д. Масиви накопичених даних формуються на базі оперативних і неоперативних даних (а також даних спеціальних експериментів), що збираються поштою.

*Система доведення інформації* забезпечує подання інформації про стан природного середовища споживачам на всіх рівнях обслуговування за погодженим з ними планам. Спеціалізація забезпечення моніторинговою інформацією кожної конкретної галузі (групи споживачів) здійснюється на підставі вивчення її потреб.

Інформація передається вітчизняним регіональним і територіальним центрам, оперативним прогностичним організаціям і закордонним світовим, регіональним і національним метеорологічним центрам, а також подається до органів влади і населенню.

Забезпечення моніторинговою інформацією здійснюється як в оперативно-інформаційному режимі, так і в режимі подання довідкових матеріалів (щомісячників, щорічників, кліматичних довідників, атласів, описів, оглядів, різного роду довідок і т.д.), що підготовлюються в організаціях і мережних підрозділах.

В оперативно-інформаційному режимі споживачам надається поточна інформація про фактичний стан природного середовища в реальному масштабі часу (а також інформація про небезпечні і стихійні гідрометеорологічні явища), попередження і прогнози різної завчасності, а також оповіщення про випадки екстремального забруднення природного середовища. При цьому дані про поточний стан природного середовища передаються з мінімальною затримкою після спостережень (вимірювань), прогностична інформація – із завчасністю, достатньою для її ефективного використання, інформація про поточні та прогнозовані небезпечні значення параметрів природного середовища і стихійних явищ – негайно.

Забезпечення споживачів у режимі надання довідкових матеріалів здійснюється на підставі інформації про стан і зміни гідрометеорологічних умов у вигляді накопичених даних безпосередніх спостережень і різних видів оброблених (узагальнених) матеріалів, підготовлених з використанням первинних даних.

### Питання для самоконтролю

1. Поняття моніторингу навколишнього середовища.
2. Структура моніторингу навколишнього середовища.
3. Організація комплексного моніторингу.
4. Визначення системи державного моніторингу стану природного середовища.
5. Основні завдання системи державного моніторингу.
6. Структурні елементи системи державного моніторингу.
7. Призначення, склад і завдання системи одержання даних про стан природного середовища.
8. Призначення і завдання системи збору і розповсюдження інформації про стан природного середовища.
9. Призначення і завдання системи обробки даних про стан природного середовища.
10. Призначення і завдання системи доведення інформації про стан природного середовища.



## 2 НАЗЕМНА ПІДСИСТЕМА ОДЕРЖАННЯ ДАНИХ ПРО СТАН ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА

Наземна підсистема одержання даних (НПОД) [2] є основною підсистемою СДМ, що забезпечує одержання, аналіз і узагальнення інформації про стан атмосфери, водних об'єктів суші, морів, океанів, підстильної поверхні (включаючи ґрунт, верхній 2-3 метровий шар ґрунту, рослинний покрив, а також – сільськогосподарські культури і пасовищну рослинність).

Основу наземної підсистеми одержання даних про стан природного середовища і клімату становлять мережні організації: гідрометеорологічні обсерваторії, станції і пости, авіаційні метеорологічні, геофізичні та інші станції, лабораторії і пости контролю забруднення природного середовища.

НПОД базується на вимірюванні характеристик природного середовища в окремих пунктах (точкові спостереження), що доповнюються за рядом показників просторовими спостереженнями. Вимірювання характеристик природного середовища здійснює наземна мережа спостережень.

Сукупність пунктів спостережень за станом природного середовища, що побудована за певним науково-обґрунтованим принципом, утворює ***наземну мережу спостережень***.

Основне її призначення – проведення систематичних спостережень за станом атмосфери, вод суші і морів, підстильної поверхні, сільськогосподарських культур, за складом і рівнем забруднення природного середовища, за станом іоносфери і магнітного поля. Приклад подібної мережі – метеорологічна мережа, наведена в табл. 2.1 і на рис. 2.1 наприкінці розділу.

У зв'язку з великою різноманітністю спостережуваних величин, що визначають стан природного середовища, розходженням вимог відносно точності та частоти їх вимірювання, періодів осереднення, а також через особливості застосовуваних технічних засобів, наземна мережа за видами спостережень умовно розділяється на мережі пунктів, що проводять такі спостереження [2]:

приземні метеорологічні – для визначення стану і розвитку фізичних процесів в атмосфері при взаємодії її з підстильною поверхнею, з метою одержання інформації для безпосереднього забезпечення органів влади, господарських організацій і населення відомостями про метеорологічні умови у пунктах спостережень; оповіщення організацій, що обслуговуються, про небезпечні і стихійні атмосферні явища; забезпечення прогностичних організацій необхідними даними для складання всіх видів

прогнозів метеорологічних умов і попереджень про очікувані несприятливі умови; накопичення і узагальнення об'єктивних даних про метеорологічний режим на території району, області, країни в цілому;

– актинометричні – для одержання комплексу даних про складові радіаційного балансу фотосинтетичної активної радіації, прозорості атмосфери і т.д., з метою вивчення радіаційного режиму території країни і обслуговування господарських організацій;

– теплобалансові – для безпосереднього одержання відомостей про процеси тепло- і вологообміну приземного шару повітря з підстильною поверхнею;

– гідрологічні – для збору даних про стан водних об'єктів суші (річок, озер, водоймищ, великих каналів, боліт) і про водні ресурси, необхідних для забезпечення запитів господарського комплексу, вивчення просторово-часових закономірностей гідрологічного режиму, ведення державного обліку вод, водного кадастру, розрахунків водних балансів і водних ресурсів окремих басейнів і районів, оцінки впливу господарської діяльності на водні ресурси і режим водних об'єктів;

– аерологічні – для одержання даних про основні метеорологічні величини атмосфери на стандартних і особливих рівнях до висот 30-40 км з метою забезпечення прогностичних організацій інформацією для прогнозів погоди, обслуговування різних галузей господарства і вивчення атмосферних процесів;

– морські гідрометеорологічні – для дослідження явищ і процесів, що протікають на поверхні і у глибинах морів і океанів, взаємодії їх з атмосферними процесами, а також хімічного складу вод океанів і морів з метою забезпечення навігаційними посібниками торговельного і рибного флотів, проектування і будівництва різного роду берегових і морських споруд;

– агрометеорологічні – для одержання інформації про стан природного середовища і об'єктів сільськогосподарського виробництва з метою забезпечення відповідних організацій даними для прийняття оптимальних рішень при плануванні заходів, спрямованих на підвищення продуктивності сільськогосподарського виробництва, а також для прогностичних органів і вивчення агрометеорологічного режиму;

– за рівнем забруднення атмосфери – для спостереження за забрудненням атмосферного повітря та оповіщення зацікавлених організацій про екстремальні високі рівні забруднення;

– за рівнем забруднення вод суші – для одержання даних про якість поверхневих вод (за хімічними і гідробіологічними показниками) і забезпечення органів влади та інших організацій інформацією про якість води і водостоків, у тому числі екстреною інформацією про різкі зміни рівня забруднення вод;



за рівнем забруднення морських вод – для одержання даних про хімічний склад і забруднення вод морів і океанів за хімічними і біологічними показниками методом регулярного відбору проб води з різних горизонтів для їх наступного аналізу в певних точках (станціях) акваторії морів і океанів;

за рівнем забруднення снігового покриву – для визначення забруднюючих речовин, одержання кількісних оцінок об'єму випадання і переносу забруднюючих речовин на території країни, включаючи транскордонний перенос;

за рівнем забруднення ґрунтів – для контролю за рівнем забруднення ґрунтів викидами промислових підприємств, агрохімікатами, мінеральними добривами, нафтопродуктами та оцінки біологічної активності ґрунтів;

за транскордонним переносом забруднюючих речовин – для відбору проб газів, атмосферного аерозолю і випадань уздовж державного кордону;

метеорологічні радіолокаційні – для радіолокаційних спостережень за хмарами, опадами і динамікою їх зміни, радіолокаційного штормового оповіщення про небезпечні явища, пов'язані з конвективною хмарністю з метою метеорологічного забезпечення прогностичних організацій, а також авіації та інших галузей господарства;

за атмосферною електрикою – для визначення характеристик атмосферної електрики з метою визначення їхніх природних варіацій, можливих змін під впливом господарської діяльності, а також вивчення їх зв'язку з медико-біологічними показниками;

озонометричні – для спостереження за загальним вмістом озону в атмосфері з метою вивчення його природних варіацій, можливих змін під впливом господарської діяльності людини і впливом атмосферного озону як одного з компонентів на загальну циркуляцію і клімат атмосфери;

іоносферні – для контролю стану іоносфери і забезпечення споживачів оперативною і прогностичною інформацією про поширення радіохвиль і про неоднорідності іоносфери на основі вертикального зондування, похилого зондування, зовнішнього зондування, транс-іоносферного зондування;

радіоспостереження Сонця – для одержання інформації про сонячну активність і забезпечення прогностичного геліофізичного центра оперативною інформацією про радіосплески на основі регулярних спостережень потоків радіовипромінювання як від Сонця в цілому, так і від локальних його джерел (активних областей на Сонці) у різних діапазонах довжин хвиль;

геомагнітні – для забезпечення споживачів інформацією про положення геомагнітного поля, що реєструється на поверхні Землі і

використання її при рішенні практичних і науково-дослідних завдань по геліофізиці, поширенню радіохвиль та ін. на основі вимірювання змінної частини магнітного поля (поля геомагнітних варіацій) у спектральному діапазоні від секундних до добових варіацій і геомагнітних буревіїв, вимірювання складових постійного магнітного поля, одержання різних видів геомагнітної інформації, а також індексів геомагнітної активності;

– фонового моніторингу природного середовища.

Підкреслимо, що виділення мереж спостережень є умовним, тому що на станціях і постах реалізується принцип комплексності спостережень.

Таблиця 2.1 – Перелік метеорологічних станцій України

| Область | Метеорологічні станції |
|---|---|
| Чернігівська | 1 – Семенівка, 2 – Щорс, 3 – Покошичи, 4 – Чернігів, 5 – Ніжин, 6 – Остер, 7 – Прилуки |
| Сумська | 8 – Дружба, 9 – Глухів, 10 – Конотоп, 11 – Білопілля, 12 – Суми, 13 – Ромни, 14 – Лебедин |
| Волинська | 15 – Любешів, 16 – Світязь, 17 – Маневичі, 18 – Ковель, 19 – Володимир-Волинський, 20 – Луцьк |
| Ровенська | 21 – Сарни, 22 – Рівне, 23 – Дубно |
| Житомирська | 24 – Овруч, 25 – Олевськ, 26 – Коростень, 27 – Новоград-Волинський, 28 – Житомир |
| Київська | 29 – Чорнобиль, 30 – Поліське, 31 – Тетерев, 32 – Київ, 33 – Баришівка, 34 – Бориспіль, 35 – Яготин, 36 – Фастів, 37 – Біла Церква, 38 – Миронівка |
| Львівська | 39 – Рава-Руська, 40 – Кам'янка-Бузька, 41 – Броди, 42 – Яворів, 43 – Львів, 44 – Мостиська, 45 – Дрогобич, 46 – Стрий, 47 – Турка, 48 – Славське |
| Хмельницька | 49 – Шепетівка, 50 – Ямпіль, 51 – Хмельницький, 52 – Нова Ушиця, 53 – Кам'янець-Подільський |
| Полтавська | 54 – Гадяч, 55 – Лубни, 56 – Веселий Подол, 57 – Полтава, 58 – Кобеляки |
| Харківська | 59 – Золочів, 60 – Богодухів, 61 – Приколотне, 62 – Харків, 63 – Коломак, 64 –Куп'янськ, 65 – Комсомольське, 66 – Красноград, 67 – Ізюм, 68 – Лозова |
| Тернопільська | 69 – Кременець, 70 – Тернопіль, 71 – Бережани, 72 – Чортків |
| Черкаська | 73 – Канів, 74 – Золотоноша, 75 – Черкаси, 76 – Жашків, 77 – Сміла, 78 – Звенигородка (Озерна), 79 – Чигирин, 80 – Умань |
| Луганська | 81 – Сватове, 82 – Біловодськ, 83 – Луганськ, 84 – Дар'ївка |



продовження таблиці 2.1

| | |
|---|---|
| Вінницька | 85 – Білопілля, 86 – Хмільник, 87 – Вінниця, 88 – Жмеринка, 89 – Гайсин, 90 – Могилів-Подільський |
| Івано-Франківська | 91 – Долина, 92 – Івано-Франківськ, 93 – Коломия, 94 – Яремче, 95 – Пожежевська |
| Кіровоград-ська | 96 – Світловодськ, 97 – Новомиргород, 98 – Знам'янка, 99 – Кіровоград, 100 – Гайворон, 101 – Помічна, 102 – Долинська, 103 – Бобринець |
| Дніпропетров-ська | 104 – Губиниха, 105 – Павлоград, 106 – Дніпродзержинськ, 107 – Дніпропетровськ, 108 – Комісарівка, 109 – Синельникове, 110 – Чаплине, 111 – Лошкарівка, 112 – Кривий Ріг, 113 – Нікополь |
| Донецька | 114 – Артемівськ, 115 – Дебальцеве, 116 – Красноармійськ, 117 – Донецьк, 118 – Амвросіївка, 119 – Велико-Анадоль, 120 – Волноваха, 121 – Маріуполь |
| Закарпатська | 122 – Великий Березний, 123 – Нижні Ворота, 124 – Нижній Студений, 125 – Ужгород, 126 – Плай, 127 – Міжгір'я, 128 – Берегове, 129 – Хуст, 130 – Рахів |
| Чернівецька | 131 – Чернівці, 132 – Селятин |
| Одеська | 133 – Любашівка, 134 – Затишшя, 135 – Сербка, 136 – Роздільна, 137 – Одеса, 138 – Білгород-Дністровський, 139 – Сарата, 140 – Болград, 141 – Вилкове, 142 – Ізмаїл |
| Запорізька | 143 – Запоріжжя, 144 – Гуляйполе, 145 – Кирилівка, 146 – Пришиб, 147 – Мелітополь, 148 – Бердянськ, 149 – Ботієво |
| Миколаївська | 150 – Первомайськ, 151 – Вознесенськ, 152 – Баштанка, 153 – Миколаїв, 154 – Очаків |
| Херсонська | 155 – Велика Олександрівка, 156 – Нижні Сірогози, 157 – Нова Каховка, 158 – Херсон, 159 – Асканія-Нова, 160 – Бехтери, 161 – Генічеськ, 162 – Хорли, 163 – Стрілкове |
| Автономна республіка Крим | 164 – Ішунь, 165 – Роздольне, 166 – Джанкой, 167 – Клепиніно, 168 – Чорноморське, 169 – Нижньогірський, 170 – Мисове, 171 – Керч, 172 – Опасное, 173 – Євпаторія, 174 – Владиславівка, 175 – Білогірськ, 176 – Сімферополь, 177 – Феодосія, 178 – Караби-Яйла, 179 – Поштове, 180 – Алушта, 181 – Севастополь, 182 – Херсонеський маяк, 183 – Никитський Сад, 184 – Ангарський Перевал, 185 – Ялта, 186 – Ай-Петрі, 187 – Орлине |

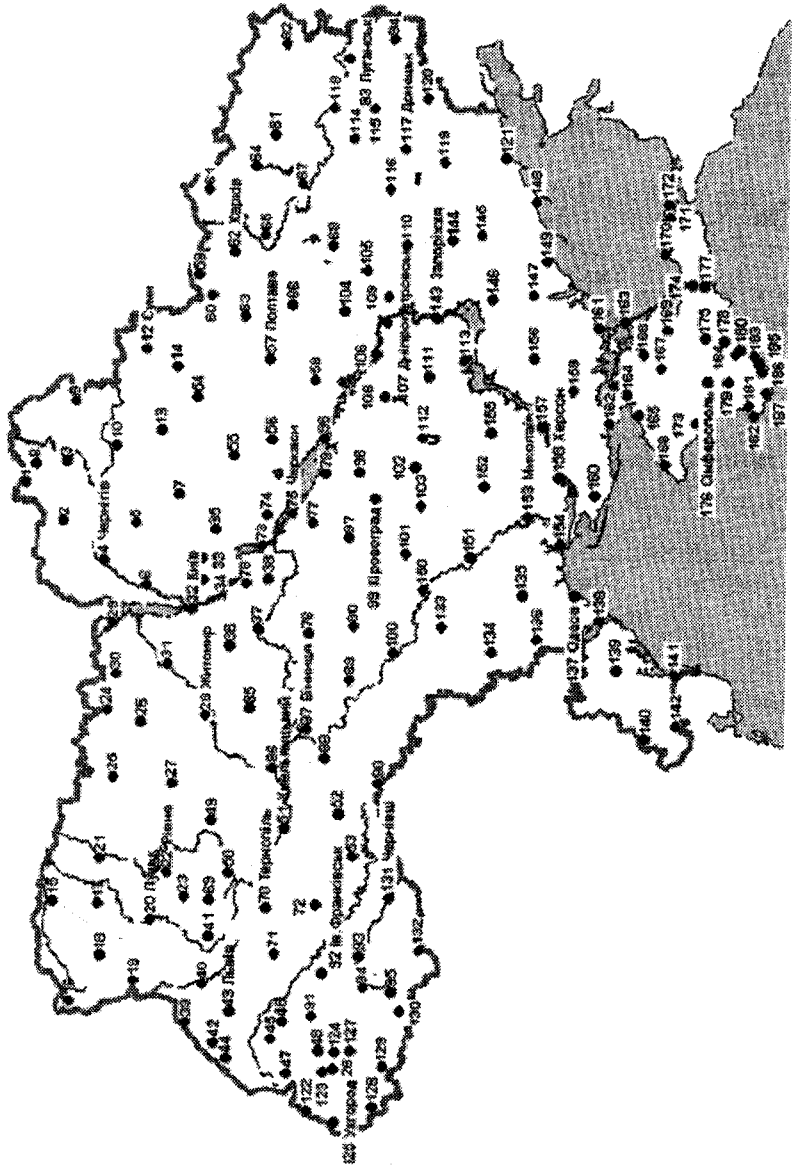


Рис. 2.1 – Карта метеорологічної мережі України



Питання для самоконтролю

1. Склад наземної підсистеми отримання даних про стан природного середовища (НПОД).
2. Призначення НПОД.
3. Види спостережень, що виконуються за допомогою НПОД.

# 3 ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ТЕХНІЧНІ СИСТЕМИ МОНІТОРИНГУ

В якості прикладу технічних засобів наземної підсистеми одержання даних про стан природного середовища із великої кількості гідрометеорологічних систем розглянемо кілька типів технічних систем моніторингу.

## 3.1 Способи і технічні засоби зондування Світового океану

Наскільки малі знання про таку грандіозну систему, як океан, видно з того, що в центрах збору даних кількість інформації про океаносферу в тисячу раз менше ніж про атмосферу. Тому потрібне постійне безперервне дослідження Світового океану.

Щоб вивчати різноманіття процесів, що відбуваються в Світовому океані, що займає 2/3 площі нашої планети, а також досліджувати його дно площею 360 млн. км$^2$ необхідні великий експедиційний океанографічний *флот*, науково-дослідні морські *інститути* і *обсерваторії*, а також *широко розгалужена мережа* прибережних морських гідрометеорологічних *станцій*.

Океанографічні роботи – це комплекс спостережень, вимірювань і обробки, вироблюваної в океанах і морях з метою отримання інформації про їх стан і про процеси, що в них протікають. Всі океанографічні роботи повинні проводитися з максимальним використанням стандартних методів і приладів. Подібна стандартизація використовується для одноманітності і порівнянності одержаних даних, що є необхідною умовою їх узагальнення і практичного вживання.

Залежно від призначення всі океанографічні роботи, що проводяться в морях і океанах, можна розділити на *стаціонарні, епізодичні, попутні, спеціалізовані* і *спостереження на суднах погоди* [3].

**Стаціонарні спостереження** необхідні для отримання якнайповніших рядів наглядів за всім різноманіттям явищ, що протікають в даній точці Світового океану або в якомусь його районі, а також для вивчення їх багаторічної мінливості. Ці спостереження ведуться безперервно або систематично повторюються через певні, по можливості короткі проміжки часу протягом ряду років.

Матеріали стаціонарних спостережень використовуються як початкові дані для складання морських гідрологічних прогнозів, для оцінки їх виправдання, для складання різних навігаційних посібників і посібників для проектування гідротехнічних споруд і морських портів.

Стаціонарні спостереження проводяться:

- на берегових і острівних гідрометеорологічних станціях (ГМС) і постах (ГМП),
- допомогою уніфікованих автоматичних телеметричних гідрометеорологічних станцій (УАТГМС),
- на рейдових станціях,
- на океанографічних розрізах,
- при виконанні океанографічних зйомок,
- при постановці автономних буйкових станцій (АБС) і т.д.

На ***морських берегових і острівних гідрометеорологічних станціях і постах*** виконуються спостереження за рівнем моря, температурою і солоністю (питомою вагою) води, хвилюванням і крижаним покривом, а також за морськими течіями і деякими іншими елементами. Всі результати строкових спостережень публікуються в морських щомісячниках і щорічниках, а результати узагальнених спостережень – в довідниках, каталогах і інших виданнях. За призначенням виконуваних океанографічних спостережень ГМС і ГМП можуть бути оперативними, віковими і оперативно-віковими. Вони можуть бути віковими не по всіх елементах, а тільки по деяких з них.

*Вікові* спостереження виконуються для дослідження багаторічної мінливості гідрометеорологічних елементів і ведуться необмежено довго. При цьому проводяться спостереження за рівнем моря, температурою і солоністю води біля берега, льодові спостереження, а на рейдових пунктах – за температурою, солоністю, вмістом розчиненого кисню, концентрацією водневих іонів (pH), вмістом сполук фосфору, кремнію, азоту (нітрати і нітрити), лужністю і радіоактивністю на стандартних горизонтах, а також за кольором і прозорістю води.

*Оперативні* спостереження, призначені для оперативної інформації і прогнозів, звичайно включають більшість елементів вікових спостережень, за винятком рейдових, а також спостережень за дрейфом льодів, хвилюванням, течіями і т.д. Спостереження ці проводяться в основні синоптичні терміни – 0, 6, 12 і 18 ч по Гринвічу.

Для комплексної автоматизації прибережних гідрометеорологічних спостережень створюються ***уніфіковані автоматичні телеметричні гідрометеорологічні станції*** (УАТГМС) двох типів: з обслуговуючим персоналом, встановлюваних в населених пунктах, і повністю автоматизованих, встановлюваних у віддалених, необжитих і важкодоступних районах. Реєстровані дані про рівень моря і температуру води автоматично в наперед заданий час в кодованому вигляді по каналу зв'язку передаються до органів служби інформації і прогнозів.

***Рейдова станція*** – океанографічна станція (тобто географічна точка в Світовому океані, де проводяться океанографічні роботи) в прибережній зоні моря з постійними географічними координатами, що виконується регулярно. Рейдові спостереження виконуються морськими ГМС I і II

розрядів з невеликого судна, що стоїть на якорі, а взимку – з льоду один або кілька разів в місяць для вивчення гідрометеорологічного режиму і його мінливості в прибережній частині моря в районі розташування ГМС. Залежно від задач і району досліджень рейдові станції бувають епізодичними, півдобовими, добовими і багатодобовими і розташовуються в районах з найхарактернішим для даного водного басейну гідрометеорологічним режимом. Спостереження на рейдовій станції служать «зв'язком» між береговими спостереженнями і спостереженнями, виконаними у відкритому морі.

На рейдовій станції виконують наступні спостереження:

- визначення глибини, температури, солоності або питомої ваги води,
- вимірювання напряму і швидкості течії на стандартних горизонтах,
- визначення кольору і прозорості води,
- визначення типу, форми, напряму, довжини, періоду хвиль, стану поверхні моря, ступені хвилювання,
- визначення температури і вологості повітря, напряму і швидкості вітру, хмарності, метеорологічної видимості, спостереження за атмосферними явищами,
- льодові спостереження.

Всі спостереження проводяться кожні дві години, за винятком спостережень за глибиною, течією і вітром, які вимірюються щогодини.

***Океанографічний розріз*** – послідовний ряд океанографічних станцій, розташованих по певному напряму і що виконуються в найкоротший час. Розрізняють стандартний розріз (океанографічний розріз, станції якого закріплені на багато років постійними географічними координатами) і віковий розріз (стандартний океанографічний розріз, виконуваний регулярно, через певні інтервали часу, протягом багатьох десятиріч). В даний час на всіх морях і океанах є постійна сітка океанографічних розрізів. Задачею таких стаціонарних досліджень є вивчення всього комплексу процесів, що протікають у водній товщі, особливостей їх розвитку, зміни в часі і в просторі, а також дослідження багаторічних змін елементів гідрологічного і гідрохімічного режиму окремих морів і великих акваторій океанів. По своєму розташуванню розрізи носять умовні назви: прибережні океанографічні розрізи і океанографічні розрізи відкритого моря. Океанографічні розрізи розташовують так, щоб спостереження на них були репрезентативними для всієї досліджуваної акваторії, тобто характеризували гідрологічні і гідрохімічні елементи в районі, що вивчається, їх сезонний і віковий хід, умови формування цих елементів і їх аномалій. Звичайно розрізи перетинають основні струмені пануючих течій, а іноді розташовуються по їх осях з метою вивчення перенесення і



трансформації водних мас. Розрізи повинні проходити від берега через прибережну частину у відкрите море до межі досліджуваного району або до протилежного берега, а для ув'язки спостережень на океанографічних розрізах з прибережними спостереженнями кожну рейдову станцію включають в розріз.

***Океанографічна зйомка*** є сукупністю розрізів і станцій, виконуваних одним судном, групою судів одночасно або іншими технічними засобами для отримання інформації про просторовий розподіл океанографічних елементів в певний період часу. Океанографічні зйомки проводяться для дослідження розподілу різних гідрометеорологічних елементів у всьому морі або окремому районі океану і для складання і уточнення морських гідрологічних і рибопромислових прогнозів.

З метою з'ясування можливих змін гідрологічних елементів за час виконання океанографічного розрізу доцільно на початку, середині і в кінці розрізу здійснювати постановку ***автономних буйкових станцій*** з відповідними самописцями на багатогодинну, добову або багатодобову роботу.

При виробництві робіт на океанографічних розрізах виконуються океанографічні станції, які діляться:

- за тривалістю робіт – на разові, багатогодинні, півдобові, добові, багатодобові;
- по положенню судна, з якого ведуться роботи, – на якірні і дрейфові;
- по числу виконуваних гідрологічних серій (спостережень, виконаних комплексом приладів, що одночасно опускаються для океанографічних вимірювань і відбору проб на заданих горизонтах) – на односерійні і багатосерійні.

Крім того, при виконанні розрізів проводяться на ходу судна:

- термінові гідрометеорологічні спостереження;
- вимірювання температури поверхневого шару моря;
- вимірювання розподілу температури води по глибинах за допомогою батитермографа або різної буксируваної апаратури;
- вимірювання характеристик течій в поверхневому шарі моря за допомогою геоелектромагнітного вимірника течій;
- відбір проб води на основний хімічний аналіз і забруднення (в основному з поверхневого шару);
- безперервні вимірювання гідрометеорологічних характеристик в прикордонних шарах океан – атмосфера;
- спеціальні спостереження, наприклад аерологічні, актинометричні, акустичні, стереофотограмметрична оцінка хвилювання і ін.

З судна, що лежить в дрейфі, виконуються ті ж види робіт, що і на ходу судна, а також: гідрологічні серії; вимірювання характеристик хвилювання хвилеграфами; визначення прозорості і кольору води; визначення гідрозондами вертикального профілю температури і солоності води, вміст кисню, концентрації водневих іонів (pH) і інших гідрологічних і гідрохімічних показників; постановка і зняття автономних буйкових станцій з різними самописцями; гідрогеологічні і гідробіологічні роботи; за умови точного визначення дрейфу судна – вимірювання течій, тобто здійснюються всі основні глибоководні і поверхневі океанографічні спостереження і роботи.

З судна, що стоїть на якорі, виконуються ті ж види робіт, що і з судна, що лежить в дрейфі. Недоліком є складність і тривалість постановки судна на якір, особливо на великих глибинах (для цього потрібна спеціальна глибоководна якірна лебідка).

**Епізодичні спостереження** виконуються за спеціальними програмами в основному в цілях отримання даних про розподіл комплексу гідрометеорологічних елементів або якого-небудь одного компоненту режиму моря в досліджуваному районі по можливості за мінімальний період часу. Подібні спостереження частіше за все полягають у виробництві разових океанографічних зйомок одним або декількома судами, а також у виконанні разових багатогодинних або багатодобових станцій для вивчення впливу окремих гідрометеорологічних параметрів на водний режим досліджуваного басейну. Звичайно ці спостереження приурочуються до моментів різких змін погодних умов або стану моря, а також при рекогносцирувальних обстеженнях абсолютно невивчених або маловивчених районів моря. Крім того, епізодичні спостереження проводяться в оперативних цілях для забезпечення даними гідрометеорологічних спостережень господарських організацій і для океанографічних розрахунків, складання прогнозів і їх перевірки.

**Попутні гідрометеорологічні спостереження** проводяться регулярно в цілях збору матеріалів для оперативної інформації про стан погоди і моря в районах плавання судна. Результати спостережень кодуються і по радіо передаються до відповідних оперативних органів.

**Спеціалізовані океанографічні спостереження** на полігонах проводяться в цілях дослідження процесів і явищ, що протікають в Світовому океані, мінливості цих процесів в часі і в просторі. Склад цих спостережень, терміни виконання і їх тривалість залежать від задач дослідження, а програма спостережень складається окремо для кожної експедиції, рейса. В роботах на полігоні завжди бере участь декілька суден. Дослідження на полігонах звичайно полягають у виконанні сітки океанографічних розрізів, багатодобових станцій в характерних точках і постановках серії АБС. Крім того, в роботах на полігонах широко



застосовуються дистанційні методи зондування океану (авіація) і космічні методи дослідження океану (штучні супутники Землі і пілотовані космічні апарати).

**Океанографічні спостереження на суднах погоди**, які є постійно діючими гідрометеорологічними станціями, розташованими у фіксованих районах Світового океану, проводяться регулярно і включають метеорологічні, океанографічні і гідробіологічні спостереження. Розподіл суден погоди по океанах і їх програма спостережень здійснюються по узгодженому міжнародному плану, причому багато районів спостережень знаходяться в зонах основних систем теплих і холодних океанічних течій.

**Методи і засоби для вимірювання глибин** [3]. Уявлення про підводний рельєф можна одержати лише шляхом вимірювання глибин на всій площі обстежуваного району.

У даний час основним приладом для вимірювання глибин при промірюванні є ехолот з самописцем, що безперервно реєструє профіль дна по шляху судна.

Вимірювання глибин (рис. 3.1) ехолотом проводиться шляхом фіксації проміжків часу, протягом яких ультразвуковий імпульс проходить відстань від випромінювача до дна і назад:

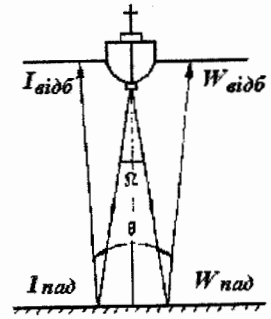



Рис. 3.1 – Поширення сигналу при гідролокації ехолотом

Як випромінювачі використовуються різні типи перетворювачів електричної енергії постійного або змінного струму в акустичну енергію. Звичайно застосовуються магнітострикційні або п'єзоелектричні перетворювачі. Призначенням випромінювача є не тільки створення акустичного імпульсу, але і формування необхідної діаграми направленості – показника концентрації звукової енергії в певному тілесному куті. Очевидно, щоб уникнути погрішностей, що виникають при значних нерівностях дна і його ухилах, цей кут повинен вибиратися по

можливості малим.

Приймальний перетворювач по конструкції і характеристикам відповідає випромінюючому перетворювачу. При приході відбитого від дна акустичного сигналу в перетворювачі виникає електричний сигнал, який після посилення і формування поступає в реєстратор.

Реєстрація результатів вимірювань може відбуватися двома способами: індикацією глибини за допомогою візуального покажчика або записом профілю на спеціальній діаграмній паперовій стрічці.

Запис профілю дна здійснюється самописним приладом на діаграмній стрічці. В таких самописцях відбувається лінійна розгортка шкали глибин упоперек рулону рухомого паперу.

**Методи і засоби для відбору проб води.**

Відбір проб води з різних глибин для проведення гідрофізичних і гідрохімічних досліджень проводиться, як правило, на всіх океанографічних станціях. При цьому головною вимогою є узяття проби точно із заданого горизонту і запобігання її від перемішування з водою інших шарів, а також запобігання від випаровування і від хімічної дії вживаного для відбору проби пристрою і посуду, призначеного для її зберігання. Неправильний відбір проб приводить до помилкових результатів аналізу, причому ці помилки надалі виправити не можна.

Узяття проб морської води проводиться двома основними способами – шланговим і батометричним. Шланговий спосіб (по довгому шлангу, опущеному на наперед заданий горизонт, вода насосом засмоктується на борт судна) застосовується порівняно рідко. Він призначений для отримання проб великого об'єму і на невеликих глибинах.

Проби води з глибинних горизонтів звичайно відбираються батометрами, які є циліндровими судинами, що закриваються під водою на заданому горизонті затворами кранів або кришками.

Найбільш широко використовуються на мережі батометри БМ-48 (рис. 3.2). Широко використовуються також автоматичні батометри-батитермографи типу ГМ-7-III, призначені для автоматичної реєстрації температури води по глибині і узяття проб води на стандартних горизонтах з борту судна (рис. 3.3). Застосовуються також електричний зонд-батометр. Зонд-батометр дозволяє, окрім передачі по кабелю даних про температуру і електропровідність води на різних глибинах, відбирати у міру занурення приладу до 27 окремих проб води в спеціальні батометри місткістю близько 1 л.

**Методи і засоби для вимірювання температури.**

При вимірюванні температури морської води використовуються прилади різного типу, які умовно можна підрозділити по місцю виробництва вимірювань на: глибоководні вимірники, вимірники температури поверхні моря і вимірники температури поверхневого шару.



Термометрами називають вимірювальні засоби, вхідною (вимірюваною) величиною яких є температура, а вихідною (вихідним сигналом) може бути будь-яка величина, однозначно залежна від температури.

За способом вимірювання слід розрізняти контактні і неконтактні термометри (пірометри випромінювання). Найбільш широко відомі в океанологічній вимірювальній техніці контактні термометри розширення і електричні термометри.

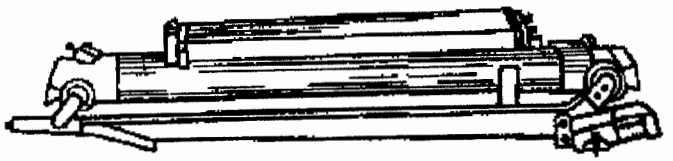


Рис. 3.2 – Батометр БМ-48

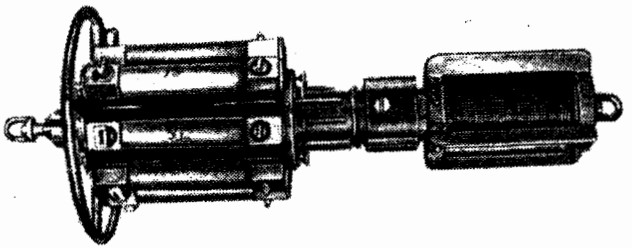


Рис. 3.3 – Автоматичний батометр-батитермограф ГМ-7-III

У термометрах розширення для вимірювання температури використовується ефект теплового розширення речовини: рідини, газу або твердого тіла. В електричних термометрах для визначення температури служать такі залежні від температури величини, як електричний опір провідника або термоелектрорушійна сила. Неконтактні вимірники температури (пірометри) визначають температуру вимірюваних об'єктів по випромінюваному ними теплу. Вимірювання температури пірометрами випромінювання в порівнянні з вимірюваннями за допомогою контактних термометрів має ту перевагу, що температура визначається тільки по випромінюванню даного тіла. При цьому температурне поле об'єкту вимірювання не спотворюється самим вимірником.

Зовнішній вигляд термометрів розширення приведений на рис. 3.4 і 3.5.

Прикладом використовування термометра опору як датчика температури може служити самописець температури СТ-55. В ньому датчик температури складається з тонкого спірального джгута, зробленого з тонкого емальованого дроту діаметром 0,05 мм. Джгут поміщений в тонкостінну трубку з червоної міді, заповнену олією для поліпшення теплообміну з середовищем. Сам термометр є плечем неврівноваженого моста постійного струму, що забезпечує високу точність вимірювання температури.

Рис. 3.4 – Глибоководний термометр ТГ, що перекидається, з ртуттю у якості робочої речовини

Рис. 3.5 – Батитермограф ГМ-9-III з термометром з твердим наповнювачем

Прикладом використання як датчика температури теплового приймача-болометра може служити судновий інфрачервоний радіометр, призначений для неконтактного вимірювання температури поверхні води, як на ходу, так і в дрейфі.

**Методи і засоби для гідрооптичних вимірювань.**

До первинних оптичних властивостей відносяться показники ослаблення, поглинання і розсіяння, індикатриса розсіяння, до вторинних – такі, наприклад, як показники опроміненості і ослаблення яскравості.

***Вимірники розсіяння***. Розсіяння – відхилення світла від прямолінійного поширення. Одним з найважливіших показників при вивченні розсіяння служить індикатриса, визначаюча розсіяння як функцію кута розсіяння (рис. 3.6).

***Вимірники прозорості води***. Для вимірювання прозорості або, точніше кажучи, спектрального показника ослаблення направленого світла безпосередньо в морі застосовуються занурювані фотометри-прозороміри, пов'язані з бортом судна. Логарифмічний фотометр-прозоромір (ЛФП)



дозволяє вимірювати показник ослаблення направленого світла в шести спектральних ділянках на глибинах до 2000 м в діапазоні 0,05–0,5 м-1 з точністю 1–2 % у видимій і ближній ультрафіолетовій області спектру.

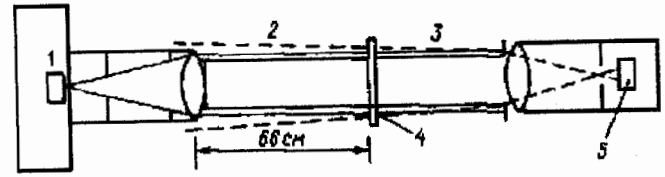



Рис. 3.6 – Вимірник Дантлі для вимірювання розсіяння під малими кутами
1–джерело світла, 2–досліджуваний об'єм, 3–повітря, 4–ілюмінатор
5–фотоелемент

***Вимірники підводної опроміненості***. Істотний вид оптичних вимірювань – визначення підводної опроміненості (освітленості) природним денним світлом. Фотометр ЛЮПО (рис. 3.7) вимірює підводну опроміненість, створювану природним денним світлом в морі на глибинах 0 200 м. Одночасно вимірюється опроміненість і на поверхні моря.

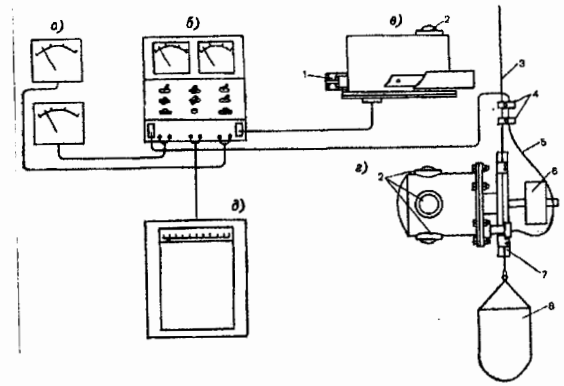



Рис. 3.7 – Фотометр ЛЮПО
*а,д*–реєстратори, *в,г*–датчики опроміненості, *б*–пульт управління
1–карданний підвіс, 2–ілюмінатор, 3–трос, 4–затиск, 5–кабель
6–противага, 7–планка, 8–груз

**Методи і засоби вимірювання швидкості звуку в морській воді.**

Акустичні методи дослідження океану унаслідок їх великих

можливостей упровадилися практично у всі головні напрями океанологічних досліджень. Виник новий напрям в океанології – акустика океану. Сюди відносяться питання поширення акустичних хвиль в океані, вивчення акустичних шумових полів біологічного походження, динамічних шумів океану, шумів, створених технічними засобами в результаті діяльності людини, дослідження розподілу швидкості звуку в просторі і в часі і ін.

Інформація про швидкість звуку в морі і її зміні необхідна не тільки для створення таких приладів, як гідролокатори, шумопеленгатори, станції гідроакустичного зв'язку і телеметрії. Знання поточних значень швидкості звуку потрібне також для підвищення точності роботи ехолотів і эхольдомірів, акустичних лагів і інших навігаційних систем.

По характеру функціональних залежностей, існуючих між вимірюваною величиною і результатом вимірювань, всі методи можна підрозділити на методи прямих і непрямих вимірювань. При прямих вимірюваннях шукане значення швидкості звуку знаходять безпосередньо з досвідних даних, а при непрямих методах воно обчислюється по відомих формулах, в які підставляються значення величин, знайдених шляхом прямих вимірювань і функціонально пов'язаних з визначуваною швидкістю звуку. З непрямих методів набув поширення тільки один, а саме: визначення швидкості звуку по температурі, солоності і гідростатичному тиску.

По своєму фізичному єству контактні методи вимірювання швидкості звуку підрозділяються на три основні групи:

– методи, засновані на визначенні часу затримки акустичного сигналу, що пройшов відому відстань (базу);

– резонансні методи, засновані на використанні акустичних резонаторів (об'ємного резонатора з рідиною або стовпа рідини, обмеженого паралельними площинами);

– допплерівські методи, засновані на використанні ефекту Допплера.

Перша група методів за основними способами визначення часу затримки акустичного сигналу розділяється на імпульсні (прямий імпульсний, імпульсно-фазовий і імпульсно-циклічний методи), кореляційні, фазові і частотні.

У другій групі реєструється залежність частоти коливань резонуючого об'єму досліджуваної рідини від його лінійних розмірів (бази) і швидкості звуку в рідині, а значення останньої визначають із зворотного загального співвідношення. Вони підрозділяються на прямі, інтерферометричні і автогенераторні.

Третя група методів заснована на використанні ефекту Допплера. При цьому враховується те, що в результаті взаємного переміщення джерела і



приймача звуку щодо нерухомого рідкого середовища частота акустичного сигналу, що фіксується приймачем, відрізняється від частоти випромінюваного джерелом сигналу і залежить від швидкості переміщення і швидкості звуку в рідкому середовищі.

**Методи і засоби спостережень за коливаннями рівня моря.**

При виконанні проміру глибини вимірюються як відстань по вертикалі від рівневій поверхні води до дна. Рівневою поверхнею називається поверхня морів і океанів, нормальна до напряму сили тяжіння. Ця поверхня під впливом різних причин знаходиться в безперервному русі і характеризується складним рельєфом. Безперервне коливання рівня морів і океанів є результат взаємодії і дії цілого ряду чинників, закономірних і разом з тим важко враховуваних процесів, що відбуваються в космосі, атмосфері, гідросфері і в твердій корі планети. Під впливом вказаних процесів рівнева поверхня випробовує вікові, періодичні і неперіодичні коливання. Вікові коливання пов'язані головним чином із зміною кількості води в океані. Періодичні коливання викликаються астрономічними причинами. Дія цих сил виявляється у всіх морях, але в різному ступені і характеризується величиною приливу – різницею висот повної і суміжної з нею малою вод. Неперіодичні коливання викликаються гідрометеорологічними чинниками: зміною вітрів, зміною тиску, випаровуванням і осіданнями.

У процесі вимірювання глибин доводиться безперервно орієнтуватися на цей рівень, який умовно називають миттєвим рівнем, що змінюється. Для того, щоб зміряні в різний час глибини можна було порівняти між собою, необхідно як відліковий горизонт вибрати яку-небудь постійну рівневу поверхню. Такий відліковий горизонт, до якого приводяться всі виміряні глибини, називається нулем глибин. Таким чином, приведення виміряних глибин до єдиної рівневої поверхні можливе, якщо в наявності є поправка зміряних глибин за різницю у висотах миттєвого рівня, і нуля глибин.

Рівневі нагляди ведуться на спеціально обладнаних рівневих постах. Рівневі пости розділяються на постійні, додаткові. На кожному рівневому посту встановлюються два репери: основний і робочий. Ці репери служать для закріплення на місцевості на тривалий термін висотного положення нуля глибин, а також для контролю незмінності висотного положення постових пристроїв. Такими реперами можуть служити репери і марки.

Основний і разом з тим найпростіший прилад для вимірювання рівня водомірна рейка (футшток), встановлена вертикально і міцно укріплена на скелі або на гідротехнічній споруді (рис. 3.8). На рейці в шаховому порядку нанесені штрихи чорного або червоного кольору на білому фоні. Ціна штриха 2 см. Виготовляються рейки з дерева або металу.

***Поплавцеві вимірники рівня***. Чутливим елементом такого вимірника

є поплавець, що переміщається у вертикальному напрямі відповідно до зміни рівня. Відлік рівня в таких приладах відбувається візуально або автоматично. З автоматичних вимірників широко поширені автономні самописці рівня моря, що входять в комплекс вимірників берегової гідрометеорологічної станції. Поплавець в такому вимірнику жорстко пов'язаний з реєструючою частиною приладу і через шарнірно-тягову систему приводить в рух фіксуючий елемент самописця (перо або каретку). Запис проводиться на діаграмній стрічці, тривалість запису звичайно не перевищує добу, але можливий і більш тривалий запис.

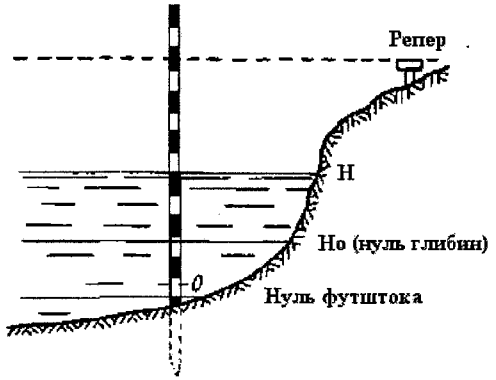



Рис. 3.8 – Водомірна рейка (футшток), схема постановки

З вимірників рівня цього конструктивного типу найбільш відомі самописець рівня моря системи Рорданца і самописець рівня типу «Валдай» (рис. 3.9).

***Гідростатичні реєстратори рівня.*** Чутливий елемент гідростатичного реєстратора реагує на зміну гідростатичного тиску в точці вимірювання, викликаного зміною рівня моря. Встановлюється такий реєстратор на дні моря.

Найуживанішим є самописець рівня ГМ-28 (рис. 3.10).

**Методи і засоби для спостережень за хвилюванням.**

Дії вітрових хвиль і брижів піддаються плаваючі в морі судна і різні споруди, що знаходяться в прибережній межі. Тому дані про вітрове хвилювання і брижі необхідні для багатьох практичних цілей (суднобудування, гідротехнічне будівництво на морях, навігація, рибний промисел і т.п.) Розміри, форма хвилі, швидкість їх пересування, тобто в основному всі елементи хвиль, залежать від цілого ряду зовнішніх причин: від сили і тривалості вітру; від форми і розмірів досліджуваної акваторії і



т.д. Вивчення всіх цих залежностей необхідне для вирішення основної задачі океанології в цій області – для прогнозу і розрахунку хвилювання в різних, але конкретних умовах.

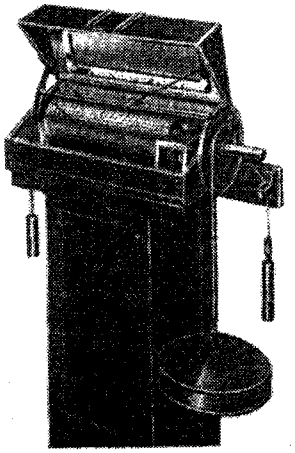


Рис. 3.9 – Самописець рівня води «Валдай»

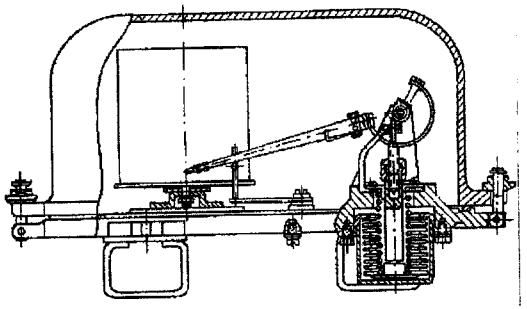


Рис. 3.10 – Самописець рівня ГМ-28

Для вимірювання елементів окремих хвиль користуються різного типа спеціальними вимірювальними пристосуваннями. Одними з перших подібних пристосувань, що не втратили свого значення і до теперішнього часу, є хвилемірні рійки і віхи, які призначені для визначення висоти і періоду хвиль.

***Хвилемірні рійки*** використовуються на невеликих глибинах і є звичайно жердиною круглого перетину в цілях якнайменшого опору їх ударам хвиль, з яскравими поділками через 10 см. Довжина рійок вибирається з розрахунком можливості вимірювання найкрупнішої хвилі при щонайвищому рівні. Рійки або забиваються безпосередньо в дно, або кріпляться до палі.

***Хвилемірні віхи*** використовуються в більш глибоких місцях, де не можна ставити рійку. Вони складаються з власне рійки, на яку нанесені поділки, з поплавцем і жорстко закріплену на якорі або навіть на трьох якорях.

***Хвилемір береговий*** перспектометр-бінокуляр ГМ-12 (ВБ-49) (рис. 3.11) призначений для вимірювання елементів хвиль: висоти, довжини, періоду, швидкості і напряму поширення, а також для вимірювання відстані до предметів на морі.

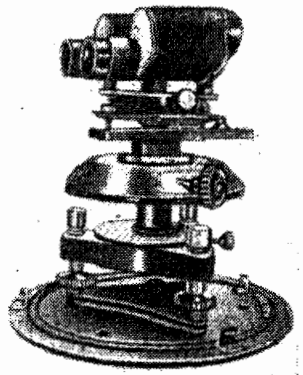


Рис. 3.11 – Береговий хвилемір-перспектометр ВБ-49

Робота приладу заснована на принципі оптичного вимірювання розмірів елементів хвиль в морі за допомогою відлікової сітки (рис. 3.12).

***Електродні хвилеграфи***. Вони включають прилади, первинними перетворювачами яких є один або два електроди, занурені вертикально у воду. Струнні (резистивні) хвилеграфи призначені для безперервного запису профілю хвиль у вибраному масштабі. Датчиком в таких хвилеграфах є дріт з великим питомим опором, натягнутий на жорстку опору, що не окислюється в морській воді. Типовим приладом такого типу є прибережний хвилеграф ГМ-61, призначений для дистанційної реєстрації висот, періодів і вертикальних швидкостей хвиль в місці установки датчика. Електроконтактні хвилеграфи є окремим випадком резистивних



хвилеграфів. Датчиком їх є жорстка рейка з укріпленими на ній на певних відстанях контактними пластинами, причому інтервал між окремими контактами вибирається залежно від необхідної роздільної здатності вимірювань. Між контактами рейки включені постійні опори. При проходженні хвилі морська вода замикає частину контактів рейки пропорційно рівню, тим самим змінюючи сумарний опір ланцюга послідовно з'єднаних резисторів.

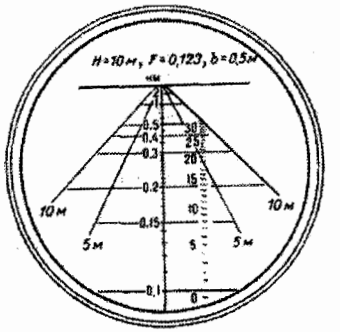



Рис. 3.12 – Вимірювальна сітка ВБ-49

***Ємнісний хвилеграф*** в найпростішому вигляді є ізольованим струмопровідним стрижнем, нижній кінець якого, занурений у воду, герметизується. Стрижень і морська вода утворюють як би дві пластини конденсатора. Зміна ємності конденсатора відбувається за рахунок змінної площі обкладань, прямо пропорційно профілю хвилі. Датчик ємнісного хвилеграфа може бути підключений в мостову схему, де зміна реактивного опору ємності конденсатора обумовлює разбалансування моста, або, наприклад, в контур генератора електричних коливань, де зміна ємності датчика поведе до зміни частоти генератора.

***Індуктивні хвилеграфи*** використовують зміну індуктивності первинного перетворювача при проходженні профілю хвилі, через що змінюється, наприклад, резонансна частота контуру, яка пропорційна хвильовому піднесенню.

***Суднові хвилеграфи***. Вимірювання характеристик хвилювання з суден можна проводити і за допомогою альтиметрів, і електродними хвилеграфами і стереофотоапаратурою, але у будь-якому випадку необхідно вводити поправку на качання судна. Хвилеграф судновий ГМ-62 (рис. 3.13) призначений для реєстрації вертикальних хвильових коливань водної поверхні (висот і періодів хвиль) з судна у відкритих районах морів і океанів. Крім того, він може використовуватися для реєстрації

вертикального качання тієї частини судна, де підвішені датчики, – лінійних коливань цієї частини уздовж вертикальної осі.

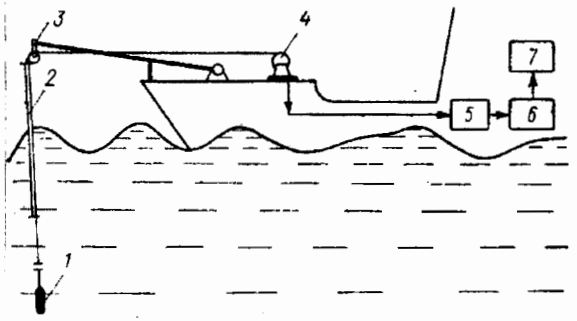



Рис. 3.13 – Схема установки і структурна схема хвилеграфа ГМ-62
1–датчик качання, 2–датчик хвиль, 3–підйомний пристрій, 4–лебідка, 5–блок управління, 6–вимірювальний блок, 7–реєстратор

***Визначення сили удару хвиль.*** При проектуванні і експлуатації прибережних гідротехнічних споруд – молів, хвилеломів і інших портових систем – дуже важливими є нагляди за динамічними характеристиками морських хвиль, зокрема за хвильовими навантаженнями на берегові споруди.

Динамографи за принципами дії датчиків можна розділити на три основні типу: індуктивні, сильфонно-реостатні і тензометричні.

У датчику індуктивного динамографа ИДК-2 мембрана, що сприймає хвильовий тиск, пов'язана з рухомим сердечником трансформатора.

Первинним вимірювальним перетворювачем тензометричного динамометра є пружна мембрана плоскої або напівкруглої форми, яка безпосередньо сприймає хвильовий тиск. При цьому центр мембрани жорстко пов'язаний з пластинкою з наклеєними тензометрами. Тензометри сполучені між собою по мостовій схемі. Вимірювальна діагональ моста підключена безпосередньо на шлейф вимірювального осцилографа.

**Методи і засоби для спостережень за течіями.**

Звичайно в потоці спостерігається турбулентний режим руху води, який характеризується перемішуванням водних мас, що викликає пульсацію швидкостей як по значенню, так і по напряму. Існуюча апаратура дозволяє вимірювати подібні зміни швидкості і напряму течій в часі. Дослідження показують, що зміни пульсацій відбуваються з великою частотою, причому на окремі викиди значної амплітуди накладаються викиди меншої амплітуди, але більшої частоти. Тому розрізняють миттєву



і місцеву швидкість в точці потоку.

***Навігаційний метод*** довгий час був одним з найпоширеніших методів наглядів за течіями. Основні відомості про поверхневі течії Світового океану одержані шляхом масової обробки навігаційних визначень, що полягають в зіставленні обчислюваних і обсервованих місць суден.

***Поплавцевий метод*** вимірювання течій заснований на вимірюванні положення в просторі і в часі поплавців, рухомих з водою в потоці. Для вимірювання характеристик течій використовуються різного роду поплавці, які можуть запускатися як на поверхні потоку, так і на необхідну глибину (рис. 3.14). Швидкість течій приймається рівній швидкості руху поплавця, яка визначається за часом проходження поплавцем певної відстані; виходить швидкість, усереднена для ділянки потоку по траєкторії руху поплавця.

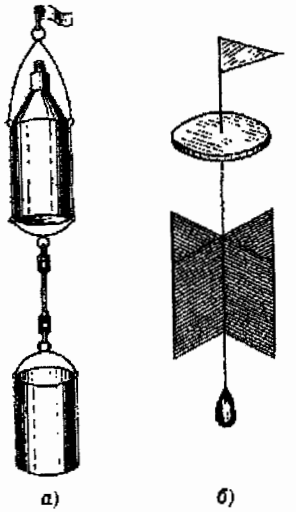



Рис. 3.14 – Подвійні прив'язні поплавці (*а*) і вільний поплавець (*б*)

***Вертушковий метод*** є найпоширенішим для дослідження поля швидкості в океані. Як приймачі використовуються датчики гідродинамічного типу. Основним недоліком датчиків вертушкового типу є необхідність орієнтування по потоку.

***Термогідрометричний метод*** використовується звичайно для дослідження турбулентності структури потоку. Між тілом, введеним в потік, і водним середовищем встановлюється теплообмін, інтенсивність

якого залежить від швидкості течії. Ця залежність і встановлена в основу даного методу. Як робочий елемент в термогідрометрах використовують платиновий дріт, напилені платинові датчики або напівпровідникові терморезистори з прямим або непрямим підігрівом. В потоці датчик охолоджується залежно від швидкості течії, унаслідок чого змінюється його електричний опір. Основним недоліком термогідрометрів є значна нелінійність градуювальної характеристики.

***Акустичні методи*** вимірювання характеристик течій засновані на скінченності швидкості поширення пружних коливань в рідині. Найбільше поширення набули вимірники швидкості потоку, в яких використані принципи: допплерівський, фазовий, фазоімпульсний, із зносом хвильової зони променя.

***Оптичні методи*** вимірювання швидкості течій, як і акустичні, підрозділяються на допплерівський і фазовий. Оптичні вимірники, використовуючи свою вихідну частоту випромінювання, у принципі можуть мати достатньо високу розрізняльну здатність і чутливість, але відносні погрішності і різні паразитні ефекти залишаються такими ж, як і в акустичних вимірниках.

***Гідродинамічний метод*** ґрунтується на вимірюванні тиску, що надається потоком на тіло, що знаходиться в ньому. Між швидкістю течії і тиском потоку на тіло існує залежність

***Вихрові методи*** вимірювання швидкості течій засновані на вимірюваннях швидкості утворення вихорів, що виникають при обтіканні різних тіл в потоці рідини. Регулярні вихори утворюються в певній області чисел Рейнольдса, при цьому частота утворення вихорів прямо пропорційна швидкості течії. Для вимірювань вихрових утворень використовують термодатчики і датчики тиску. Останнім часом широко застосовується метод модуляції вихорами акустичного і лазерного променя.

***Метод міток*** заснований на вимірюванні часу перенесення штучної мітки (теплової, оптичної, радіоактивної і т.п.). Так, наприклад, водневі пухирці, одержувані при електролізі рідини на тонкому дроті, внесеному в досліджуваний об'єм потоку, дозволяють знаходити траєкторії частинок в потоці.

***Електрохімічний метод*** використовує процес електролізу, в якому враховуються змивна дія потоку морської води. При цьому видаляються пухирці газу, що з'являються при електролізі, і зменшується опір електричного кола. В деякому діапазоні швидкостей опір електрохімічного осередку лінійно залежить від швидкості потоку.

***Метод аерофотознімання*** дає можливість одержувати практично синхронну картину розподілу течій на великих акваторіях за короткий період часу. При використанні аерометодів в поєднанні з судновими



вимірюваннями одержують якнайповнішу картину течій і їх змін в часі і в просторі.

***Електромагнітний вимірник течій*** (ЕМИТ) – ГМ-15М призначений для вимірювання швидкості і напряму течій в поверхневому шарі моря на ходу судна (рис. 3.15). ЕМИТ використовує природне магнітне поле Землі. На його показання впливають глибина, товщина шару океанського течією, горизонтальна складова магнітного поля Землі, різниця занурення електродів і інші чинники. Погрішність цих приладів типово не перевищує 3–5 %.

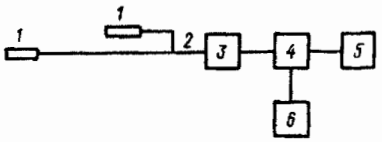



Рис. 3.15 – Структурна схема апаратури ГМ-15М
1 електроди, 2–кабель, 3–лебідка, 4–пульт управління, 5–реєстратор, 6–джерело живлення

***Вертушка морська.*** Це найбільш широко використовувані вимірники течій в сучасній океанографічній практиці. Велике поширення при цьому набули самописці течій типа БПВ (букводрукувальні вертушки) і вертушки ВММ (вертушки морські модернізовані). Вертушки ВММ – прилади разової дії, тобто після отримання одного вимірювання на горизонті вертушка підіймається на борт для зняття звітів і перезарядки. Самописці течій типу БПВ (БПВ-2, БПВ-2р, БПВ-6) (рис. 3.16) призначені для автоматичного вимірювання і реєстрації швидкості і напряму течії на різних глибинах через певні інтервали часу і можуть використовуватися як з борту судна і з крижаного покриву, так і при автономній постановці на буйковій станції.

Вимірювання швидкості течії самописцями БПВ здійснюється за допомогою ротора з вертикальною віссю обертання, число обертів якого перетвориться у відповідний кут повороту друкуючого диска швидкостей. Напрям течій визначається по куту між сталим в потоці корпусом приладу і магнітним меридіаном, визначеним по магнітному компасу, на картушці якого встановлений друкуючий диск напряму. Реєстрація проводиться у вигляді відтиснень друкуючими дисками двох рядів цифр на паперовій стрічці: швидкості – в сантиметрах в секунду, напряму – в градусах.

***Електрифікований самописець течій*** (ЭСТ) створений на базі конструкції самописця БПВ-2р і призначений для тривалих автоматичних

вимірювань швидкості і напряму течій. Може використовуватися на автономних буйкових станціях, суднових станціях, з льоду і при річкових дослідженнях. Принцип дії ЭСТ подібний принципу дії БПВ, тільки замість пружини як основного двигуна механізму в самописцях використовуються електромотори і годинниковий механізм, що живляться від батарей. Гранична глибина занурення 250 м. Чутливість 2 см/с.

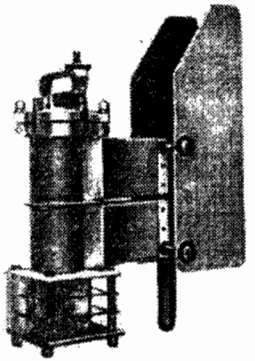


Рис. 3.16 – Букводрукувальна вертушка БПВ-2

***Вимірники пульсацій швидкості течій.*** Більшості видів рухів вод в океані властивий турбулентний характер, тобто всі гідродинамічні характеристики (швидкість, тиск, температура і ін.) безладно, хаотично змінюються в просторі і в часі за практично незмінних зовнішніх умов.

Вимірники пульсацій швидкості течій повинні мати високу, не менше ніж на порядок вище в порівнянні з вимірниками усереднених характеристик течій, чутливість. Тому вимірювальні перетворювачі стандартних вимірників течій незастосовні в приладах, що вимірюють турбулентні пульсації. При вимірюванні пульсацій в самій товщі води в реальному часі необхідно забезпечити нерухомість приладу або інакше реєстрацію власних коливань вимірника. Неодмінною умовою функціонування вимірника пульсацій є наявність малої постійної часу датчика, що обумовлюється в основному інерційністю первинного перетворювача.

Для створення первинних вимірювальних перетворювачів пульсацій швидкості течії в даний час в основному використовуються термогідрометричний, акустичний і оптичний методи. На їх основі сконструйовано декілька типів вимірників турбулентних пульсацій.

***Багатоканальний автономний вимірювальний комплекс*** ГАТ-3 (рис. 3.17) проводить автоматично за наперед заданою програмою



безперервну реєстрацію наступних величин: двох компонентів пульсацій швидкості течії – подовжню і вертикальну, пульсацію температури, середнє значення швидкості течій, відмітку часу і три компоненти власних рухів приладу в потоці, вимірюваних для оцінки характеру поведінки контейнера приладу в досліджуваному середовищі.

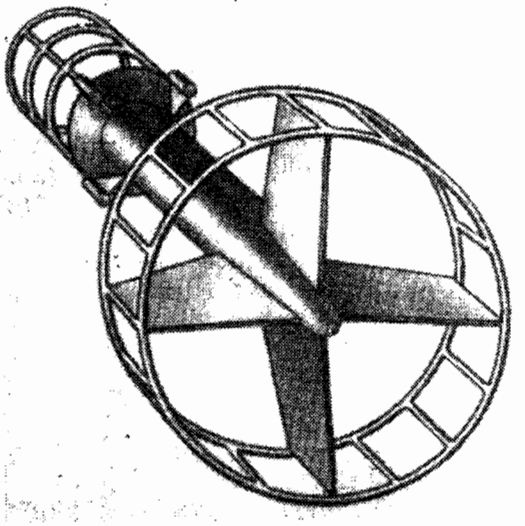


Рис. 3.17 – Автономний турбулиметр ГАТ-3

**Автономні вимірювальні комплекси.**

Уєднаною глобальною системою океанських станцій передбачається створення мережі автоматичних буйкових станцій (АБС) на великих акваторіях океану. Ці станції повинні забезпечувати комплексну оперативну інформацію про стан і розвиток гідрометеорологічних процесів в часі і просторі при синхронних наглядах у фіксованих точках океану.

***Автоматична буйкова гідрометеорологічна станція.*** Прикладом такої АБС служить система «Скат», призначена для синхронних вимірювань напряму і швидкості вітру, температури і вологості повітря в приводному шарі атмосфери, температури поверхневого шару води, напряму і швидкості течії, електропровідності, температури, гідростатичного тиску. АБС «Скат» призначена для автономної тривалої постановки (до 6 місяців), в системі передбачена можливість зміни дискретності вимірювань. Зв'язок з реєструючим комплексом здійснюється за допомогою радіоканалу з дальністю стійкого радіозв'язку не менше 100

миль. Береговий і судновий радіоцентри пов'язані з обчислювальними центрами обробки даних, що дозволяє оперативно міняти режим роботи станції і проводити керовані експерименти.

На рис. 3.18 приведена структурна схема підводного вимірювального пристрою одного горизонту. Він складається з вимірювальних датчиків 3, які через комутатор каналів 2 за допомогою схеми управління 1 по черзі підключаються до перетворювача аналог–код 4. Датчики перетворюють вимірювані параметри і їх мінливість в опір R і ΔR відповідно. Перетворений сигнал у вигляді двійкового коду по лінії зв'язку поступає в блок управління буя. Тут він записується в оперативний запам'ятовуючий пристрій 5 і одночасно поступає в канал радіозв'язку.

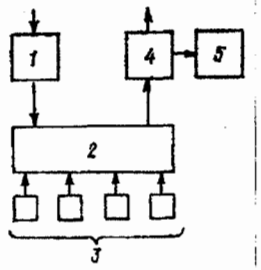



Рис. 3.18 – Структурна схема підводного вимірювального пристрою одного горизонту ГМС «Скат»

Для вимірювання метеорологічних параметрів застосований блок метеодатчиків суднової дистанційної метеостанції типу ГМ-7.

***Автономний цифровий вимірник*** течій, температури, електропровідності і глибини занурення (АЦИТТ) (рис. 3.19) призначений для вимірювання і реєстрації напряму і швидкості течії, температури, електропровідності і гідростатичного тиску води в морях, озерах і водосховищах на глибинах до 6000 м.

Вимірник може працювати в двох режимах:

– автономний режим з наступною послідовністю роботи: контрольний, температура води, електропровідність, перший компонент швидкості течії, другий компонент швидкості течії, відхилення осі вимірника від вертикалі, перший компонент кута орієнтації вимірника, другий компонент кута орієнтації вимірника, гідростатичний тиск води;

– режим зондування з вимірюванням чотирьох параметрів в наступній послідовності: контрольний, температура води, електропровідність, гідростатичний тиск.



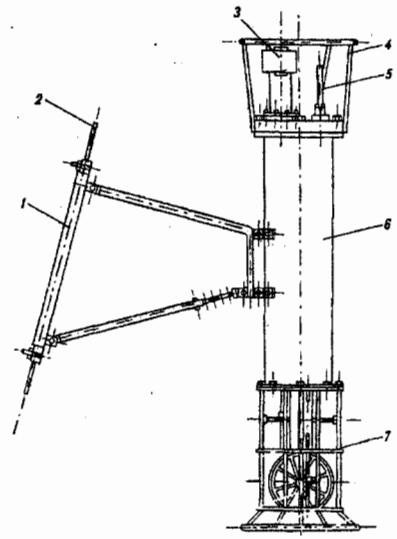



Рис. 3.19 – Зовнішній вигляд АЦИТТ
1–кронштейни, 2–буйреп, 3–датчик електропровідності, 4–захисна огорожа, 5–датчик температури, 6–корпус, 7–блок пропелерних вертушок

***Гідрологічний комплекс зонд-батометр*** призначений для автоматичного вимірювання і реєстрації розподілу температури і електропровідності морської води по глибині, а також для автоматичного відбору проб води батометрами на стандартних горизонтах або за бажанням оператора на будь-якій глибині (в комплект приладу входить 18 батометрів місткістю 1 л). Тривалість одного циклу вимірювання трьох параметрів 0,6 с, чотирьох параметрів – 0,8 с.

Забортний пристрій зонда (рис. 3.20) є металевим контейнером зі встановленими на ньому датчиками температури, тиску і електропровідності; тут же розміщені блок управління і вимірювальний блок. Подача електроенергії здійснюється з борту судна по кабель-тросу, по ньому ж передаються команди управління і інформація від забортного пристрою.

Батометрична секція забортного пристрою є знімною металевою конструкцією, що кріпиться на кабель-тросі і охоплює контейнер з датчиками. В секції закріплено 18 батометрів типа БМ-48, механізм управління спрацьовуванням батометрів і виконавчий механізм.

***Гідрологічний зонд*** «Исток-5» призначений для автоматизації

гідрологічних робіт, виконуваних на дрейфових станціях. Він автоматично проводить вимірювання в реальному часі, передає і реєструє на борту науково-дослідного судна основні гідрологічні елементи: температуру, електропровідність морської води і глибину занурення датчиків.

Зонд складається із занурюваного пристрою (власне зонда), бортового пристрою з комплектом стандартної реєструючої апаратури і каналу зв'язку в якості якого використовується одножильний кабель-трос.

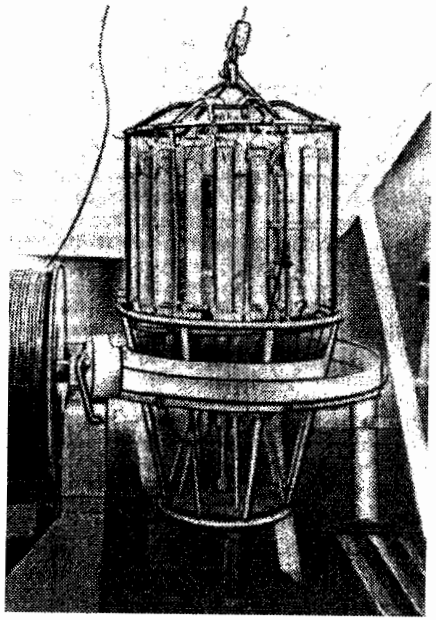


Рис. 3.20 – Забортний блок зонда-батометра

***Комплекс «Гидрозонд»*** є глибоководним вимірювальним пристроєм, призначеним для вимірювання і реєстрації основних параметрів морської води: температури, питомої електропровідності і гідростатичного тиску при безперервному зондуванні або витримці на окремих горизонтах, а також для відбору проб морської води батометрами на глибинах від 0 до 6000 м.

Комплекс встановлюється на плавучих засобах, обладнаних кабельною гідрологічною лебідкою, і дозволяє автоматизувати процес збору і обробки гідрологічної інформації.

Комплекс складається із занурюваного пристрою, батометричної секції, бортового пристрою і електронної обчислювальної машини.



***Автономний вимірювальний комплекс*** «Диск-2С» призначений для автономних вимірювань і реєстрації швидкості і напряму течії, температури морської води при постановці на буйкових станціях на заданих горизонтах з накопиченням інформації на магнітному реєстраторі. Вимірювання і реєстрація проводяться періодично через задані інтервали часу. До складу комплексу «Диск-2С» входять вимірювальні перетворювачі, перетворювач частота–код, формувач коду, магнітний реєстратор, синхронізатор і блок живлення.

## 3.2 Наземні способи зондування атмосфери і навколишнього середовища

Атмосфера – повітряна оболонка нашої планети, є предметом науки метеорології, що вивчає атмосферні процеси в їх різноманітті, взаємодію атмосфери з гідросферою і літосферою (поверхнею землі), досліджує причини виникнення різних атмосферних явищ з метою розробки методів їх прогнозу.

*Основним способом* дослідження атмосфери або аерології є зондування, тобто вимірювання різних метеорологічних величин за допомогою наземних приладів або приладів, що піднімаються в атмосферу [4]. У першу чергу це вимірювання швидкості і напрямку вітру, тиску, температури і вологості (вони називаються стандартними параметрами), потім інших фізичних величин, а також газового та аерозольного складу повітря. Вимірювання вітру називають вітровим зондуванням, а вимірювання вітру одночасно з температурою чи вологістю – температурно-вітровим зондуванням (або температурно-вологістно-вітровим зондуванням). Вимірювання за допомогою радіозондів називають радіозондуванням, за допомогою апаратури, що піднімається на літаках – літаковим зондуванням, на аеростатах – аеростатним зондуванням; виконується також ракетне і супутникове зондування. Це, як правило, вертикальні зондування (точніше – нахилене уздовж вітру), на їх основі будуються вертикальні профілі атмосферних параметрів, тобто розподіл їх значень за висотами. Розрізняють також горизонтальне зондування – вимірювання, що виконується на одному рівні за допомогою літаків-лабораторій або врівноважених куль, наповнених воднем або гелієм – трасозондів, що забезпечують тривалий дрейф апаратури на різних висотах. Вимірювання додаткових характеристик стану атмосфери – мікроструктури хмар, радіації, озону, атмосферної електрики та інше, називають спеціальним зондуванням. Ці різноманітні види аерологічного зондування визначають вміст сучасної аерології.

***Методи вимірювання параметрів атмосфери.*** Перший метод

полягає у спостереженні із земної поверхні за переміщенням об'єктів у вільних повітряних потоках і зі швидкостями цих потоків. Сутність другого методу полягає у вимірюванні параметрів повітряного потоку навколо нерухливого тіла.

Перший метод припускає використання засобів, що випускаються у вільний політ, вага яких менше ваги повітря – такими об'єктами є кулі-пілоти, радіопілоти, радіозонди, вільні аеростати автоматичні і ті, що піднімаються в атмосферу разом з людьми, а також метеорологічні ракети. При другому методі вимірювальні прилади повинні підніматися у вільну атмосферу за допомогою носіїв, швидкість переміщення яких в атмосфері відрізняється від швидкості повітряних потоків – наприклад, прив'язний аеростат.

У реальних умовах для одержання інформації про вітер користуються **кулями-пілотами, радіопілотами** та, частіше всього, **радіозондами.**

Визначення швидкості і напрямку вітру **за допомогою куль-пілотів** засновано на вимірюванні зміни координат кулі, випущеної у вільний політ в атмосферу, за певний інтервал часу. Для забезпечення вимірювання на різних висотах кулю-пілот наповнюють легким газом (водень, гелій). Така куля-пілот має підйомну силу, обумовлену законом Архімеда, і одночасно з переміщенням її повітряним потоком піднімається нагору, послідовно проходячи шари атмосфери. За переміщенням куліпілота із Землі стежать за допомогою оптичних кутомірних приладів – аерологічних теодолітів (рис. 3.21).

**Радіопілотний спосіб** вимірювання швидкості і напрямку вітру полягає в тім, що до кулі, наповненої легким газом і випущеної у вільний політ, підвішується радіопередавач з джерелом живлення, який випромінює радіосигнали. Сукупність кулі і радіопередавального пристрою називається радіопілотом. На пункті випуску за переміщенням радіопілота стежать за допомогою радіотеодоліта (рис. 3.22). Він є радіотехнічним пристроєм для визначення кутових координат джерела радіосигналів у горизонтальній і у вертикальній площині. У зв'язку з розвитком радіолокаційних методів вимірювання координат об'єктів можна відмовитися від використання радіопередавачів, що підвішуються до кулі. Їх заміняють пасивним відбивачем високочастотної енергії, випромінюваною наземною радіолокаційною станцією. В якості відбивачів в цьому випадку використовують великі сфери або кутові відбивачі.

При проведенні **радіозондування** атмосфери до наповненої легким газом кулі підвішується **радіозонд**. Радіозонд – це автоматичний фізичний прилад, який здійснює вимірювання параметрів стану повітря при підйомі у вільній атмосфері та результати вимірювань передає по радіолінії на землю. Метеорологічні величини (температура повітря, тиск, вологість та ін.) при радіозондуванні вимірюються за допомогою чутливих елементів



або датчиків, а швидкість і напрямок вітру на різних висотах визначаються за координатами радіозонда, які одержують при спостереженні за ним в оптичний теодоліт або при супроводі його за допомогою радіотеодоліта або радіолокатора.

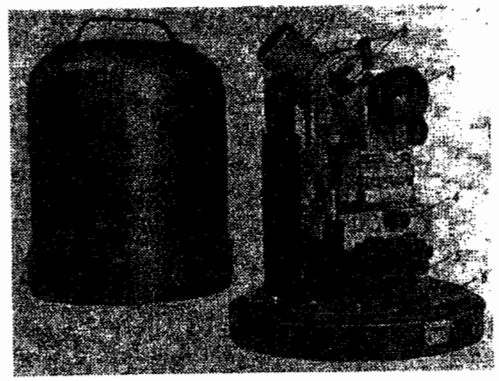
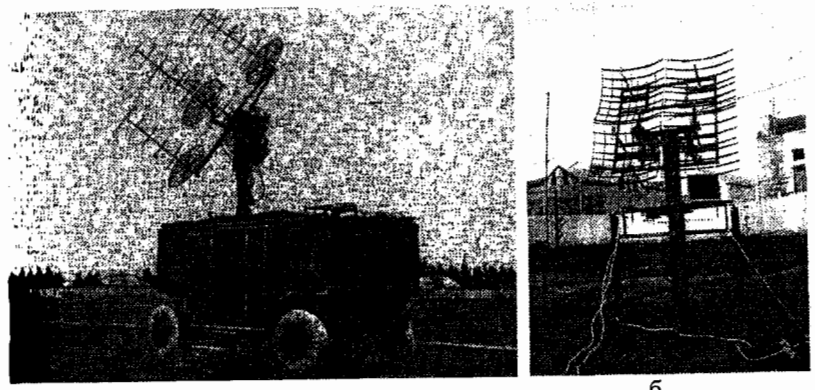


Рис. 3.21 – Теодоліт 2АШТ
1 – зорова труба, 2 – рукоятки переведення лімба, 3 – окуляр, 4 – затискний гвинт, 5 – піднімальний гвинт, 6 – підставка



а б

Рис. 3.22 – Радіотеодоліти „Малахіт" (а), „Радіотеодоліт-УЛ" (б)

Наземна апаратура системи радіозондування приймає інформацію і одночасно визначає координати радіозонда радіотеодолітним або

радіолокаційним способом на момент вимірювання (рис. 3.23). Результати вимірювань координат радіозонда використовуються для одержання даних про висоту і вітер.

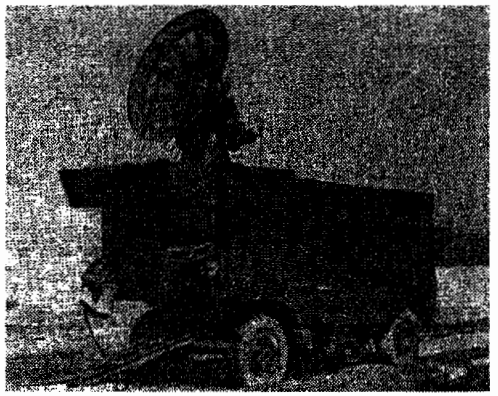


Рис. 3.23 – Радіолокатор „Метеор"

Вітер часто називають за методом вимірювання – *кулепілотним*, *радіолокаційним* і т.д. Є поняття – *„навігаційний"* вітер. Це означає, що вимірювання координат радіозонда проводиться за **допомогою системи навігаційних станцій**. Цей метод призначений, в основному, для суден погоди, тому що використання радіолокаторів на суднах вимагає додаткових витрат на стабілізуючі пристрої, щоб усунути вплив хитання на просторове положення антени радіолокатора.

Сутність методу при цьому залишається, тобто, за послідовно визначеними координатами кулі, що летить, будується горизонтальна проекція її траєкторії, окремі відрізки якої характеризують напрямок і швидкість вітру в різних шарах атмосфери. Спосіб визначення координат у цьому випадку базується на вимірюваннях за допомогою системи навігаційних станцій, що випромінюють радіохвилі на наднизьких частотах. Наприклад, у США створена система радіозондування НЕВЕЙД (NAVAID), що використовує сигнали навігаційних станцій „Омега".

Передавачі навігаційної системи „Омега" працюють на частотах 10,2, 11,3 і 13,6 кГц. Внаслідок того, що радіохвилі низьких частот поширюються на дуже великі відстані, 8-м станцій досить для того, щоб повністю охопити територію земної кулі і у будь-якому місці мати можливість приймати сигнали не менше, чим від 3-х передавальних станцій (рис. 3.24).



Визначення місця розташування радіозонда можна здійснювати за допомогою приймання та фазового порівняння сигналів від двох пар станцій. Кожна станція випромінює вільно поширювану радіохвилю у всіх напрямках. Хвиля має строго визначені амплітуду і фазу коливань, які можуть бути обмірювані в будь-якій точці простору. По обмірюваній різниці фаз сигналів, що надходять, можна з достатньою точністю визначити місце розташування радіозонда в будь-якій точці польоту. Схема і принцип роботи системи радіозондування „Омега" наведені на рис. 3.25.

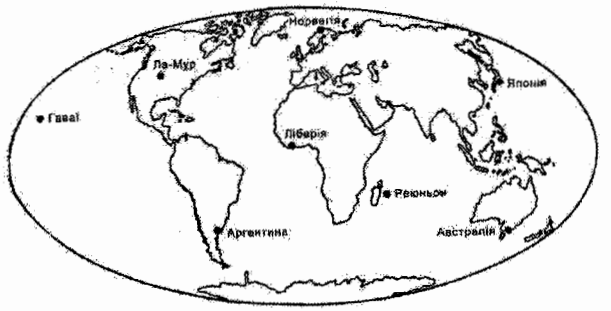



Рис. 3.24 – Розташування навігаційних станцій «Омега»

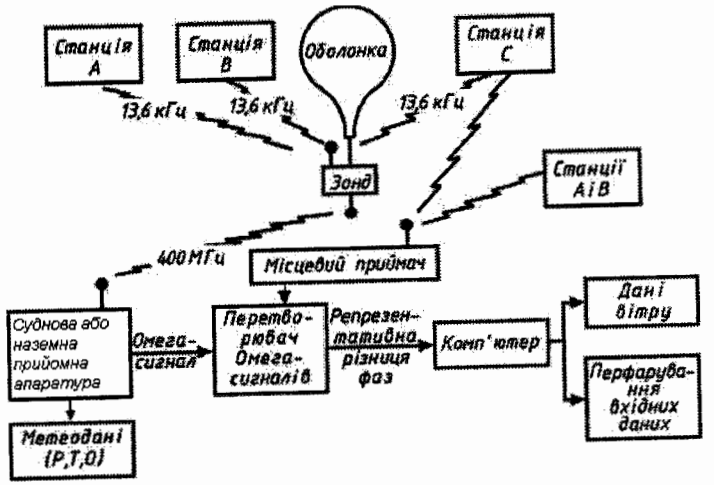



Рис. 3.25 – Навігаційна система радіозондування

Наземна навігаційна система „Омега" може замінюватися також космічними навігаційними системами НАВСТАР або ГЛОНАСС, при цьому принцип роботи радіозонда змінюється тільки в тому, що до складу апаратури радіозонда вводиться навігаційний приймач для визначення власних координат, і ці координати передаються разом з обмірюваними метеорологічними елементами.

## 3.3 Системи радіозондування

### 3.3.1 Принцип побудови та класифікація систем радіозондування

Системи радіозондування призначені для дистанційного вимірювання метеорологічних елементів вільної атмосфери і являють собою сукупність радіотелеметричної і радіолокаційної (радіопеленгаційної) систем [4]. Радіотелеметрична система служить для вимірювання метеорологічних елементів і передачі результатів вимірювань на відстань за допомогою радіохвиль, а призначенням радіолокаційної (радіопеленгаційної) системи є визначення координат вимірювального приладу в момент вимірювання. Вимірювання метеорологічних елементів атмосфери і передача результатів здійснюється за допомогою радіозонда, який є сукупністю, відповідних вимірювальних перетворювачів і радіопередавача.

Положення радіозонда в просторі визначається 3-ма координатами, що залежать від використаної системи координат. Якщо використовується циліндрична система – такими координатами є кут у горизонтальній площині (азимутальний кут) $\alpha$, кут у вертикальній площині (кут місця) $\beta$ і висота $H$. При використанні сферичної системи координатами є – азимутальний кут $\alpha$, кут місця $\beta$ і похила дальність $R$.

Розрізняють два типи систем радіозондування – радіопеленгаційні (радіотеодоліти), радіолокаційні (радіолокаційні метеорологічні станції).

У радіотеодолітах вимірюються тільки кутові координати радіозондів, при цьому азимут $\alpha$ і кут місця $\beta$ визначаються методом порівняння (рівносигнальної зони), а 3-я координата – висота $H$ – обчислюється за обмірюваним тиском. Прикладами системи радіозондування на основі радіотеодоліта є системи „Малахіт" і „Радіотеодоліт-УЛ". У процесі експлуатації радіотеодоліт „Малахіт" був перетворений у радіолокаційну метеорологічну станцію шляхом введення в його склад приставки, що вимірює дальність.

У системах зондування на основі радіолокаційної станції використовується сферична система координат, і всі три координати вимірюються радіолокаційним способом: кутові координати (азимут $\alpha$ і кут місця $\beta$) – методом порівняння (рівносигнальної зони), а дальність –



імпульсним методом з активним формуванням відповідного сигналу.

Радіозонд в такій системі повинен містити два радіопередавача і один радіоприймач: один передавач – для передачі радіотелеметричної інформації, приймач – для прийому імпульсних сигналів запиту, другий радіопередавач – для випромінювання сигналів на прийняті запитні сигнали. В сучасних радіолокаційних системах зондування роль передавача радіотелеметричного каналу, приймача сигналів запиту і передавача сигналів відповіді виконує один пристрій – надрегенеративний приймопередавач. За цим принципом влаштовані такі системи зондування, як „Малахіт" з приставкою, що вимірює дальність, „Метеор" („Метеорит") і „Метеорит-2".

### 3.3.2 Система радіозондування „Малахіт"

Система „Малахіт" була першою мережною вітчизняною системою комплексного температурно-вітрового зондування атмосфери, що застосовувалася на аерологічній мережі. Перевагою цієї системи була простота технічної реалізації та задовільна експлуатаційна якість. Експлуатація радіотеодоліта „Малахіт" виявила його недоліки, основні з яких полягають у наступному. Система „Малахіт" працює в метровому діапазоні хвиль, тому діаграма направленості антенної системи має значну ширину, що обумовлює невелику точність вимірювання кутових координат, особливо на великій відстані зонда і максимальній висоті зондування. Крім того, визначення висоти радіозонда за обмірюваним тиском також не забезпечувало необхідної точності. З метою усунення цих недоліків радіотеодоліт „Малахіт" був перетворений у радіолокаційну метеорологічну станцію „Малахіт" шляхом введення в його склад спеціальної приставки, призначеної для вимірювання дальності до радіозонда імпульсним методом.

У режимі радіотеодоліта система „Малахіт" мала наступні технічні характеристики:

– дальність дії не менше 100 км при висоті польоту радіозонда до 25-30 км;

– потужність пеленгуючого радіопередавача не менше 0,1 Вт;

– діапазон хвиль метровий (довжина хвилі близько 1,5 м);

– середня частота сигналів 216 МГц;

– ширина діаграми спрямованості антенної системи на рівні половинної потужності 18°;

– максимальна помилка у визначенні кутових координат радіозонда в обох площинах не більше 1,75°;

– імовірна випадкова помилка вимірювання кутових координат радіозонда (у діапазоні вимірювання за азимутом від 0 до 360° і за кутом

місця від 16 до 75°) не більше 0,3°;

– чутливість приймального пристрою при відношенні сигнал-шум, що дорівнює двом, не менше $8 \cdot 10^{-6}$ Вт;

– потужність, споживана радіотеодолітом від джерела живлення при всіх включених блоках, не перевищує 1,5 кВт.

Радіотеодоліт „Малахіт" працює таким чином. У процесі польоту радіозонда, його передавач випромінює високочастотні сигнали з переносною частотою 216 МГц, модульовані за амплітудою імпульсами з частотою суперизації, які у свою чергу модульовані за амплітудою вимірювальними сигналами температури, вологості і тиску імпульсним способом відповідно до закону кодування (за кодом азбуки Морзе). При цьому, кожному обмірюваному значенню метеорологічного елемента відповідають дві літери азбуки Морзе. По своїй структурі такі сигнали аналогічні тонально модульованим телеграфним сигналам.

Радіоприйомний пристрій здійснює приймання таких сигналів, і в процесі приймання, за допомогою антенної системи та індикаторного пристрою виконується вимірювання кутових координат радіозонда. Антенна система радіотеодоліта складається із 4-х антен типу „хвильовий канал" (з двома антенами на кожну із площин – горизонтальну і вертикальну), пристрою фазування та антенного комутатора. Кожна пара антен формує діаграму направленості, яка за допомогою фазуючого пристрою і антенного комутатора періодично зміщується в просторі то до однієї антени, то до другої, утворюючи рівносигнальну зону. У момент часу, коли діаграма направленості антени знаходиться в одному із крайніх положень, антенний комутатор підключає антену на вхід приймача, і прийняті антеною сигнали після посилення в приймальному тракті надходять на індикатор.

Індикатор кутових координат працює за схемою амплітудної відмітки пеленга радіозонда, при цьому індикація пеленга за азимутом і кутом місця об'єднана на екрані однією електронно-променевою трубкою, де спостерігаються, в загальному випадку, дві пари імпульсів різної амплітуди. У випадку, коли радіозонд точно знаходиться на рівносигнальному напрямку в одній із площин, пара імпульсів, що відповідає цій площини, буде мати однакові амплітуди. Якщо радіозонд буде точно знаходитися на рівносигнальному напрямку в обох площинах, то обидві пари імпульсів будуть мати однакові амплітуди.

Оператор обертанням штурвалів азимута і кута місця безупинно обертає антену в положення, щоб імпульси кожної пари мали однакові амплітуди. Це означає, що радіозонд точно знаходиться на рівносигнальному напрямку, а кутові положення антени точно відповідають напрямку на радіозонд, який пеленгують. Відлік кутового положення антени виконується за шкалами, встановленими на осях



сельсин-приймачів блоку точного відліку.

### 3.3.3 Система радіозондування „ Радіотеодоліт-УЛ"

Комплекс зондування атмосфери „Радіотеодоліт-УЛ" призначений для приймання і обробки в автоматичному режимі сигналів аерологічних параметрів атмосфери, що надходять від радіозондів РЗА, визначення координат радіозонда, визначення швидкості і напрямку вітру, барометричного тиску на даній висоті, видачі в автоматичному режимі результатів зондування атмосфери.

Основні технічні характеристики системи радіозондування „Радіотеодоліт-УЛ":

- дальність автоматичного супроводження – до 200 км;
- мінімальна дальність приймання сигналу від радіозонда – не більше 10 м;
- висота зондування – до 40 км;
- режим роботи комплексу для визначення дальності – автоматичний, для визначення кутових координат – автоматичний, ручне наведення;
- ширина діаграми направленості антени за половинним спадом потужності не більше 10 град;
- коефіцієнт підсилення антени – не менше 20дБ;
- чутливість приймальної системи за безперервним сигналом не менш мінус 142 дБВт.

„Радіотеодоліт-УЛ" здійснює перевірку (передпольотну підготовку) радіозондів до випуску, дає дозвіл на випуск радіозондів і фіксує час початку і кінця зондування.

„Радіотеодоліт-УЛ" видає таблицю ТАЕ-3 до 6 км через кожні 200 м, до 16 км через кожні 500 м, до кінця зондування через кожний 1 км.

На моніторі „Радіотеодоліт-УЛ" відображається інформація про координати радіозонда і значення вимірюваних метеорологічних параметрів (рис. 3.26).

### 3.3.4 Системи радіозондування „Метеор", „Метеорит", „Метеорит-2"

Система зондування „Метеор" („Метеорит") належить до другого покоління радіозондувальних комплексів, які змінили комплекс „Малахіт". У цьому комплексі врахований досвід проектування і експлуатації радіозондувального комплексу першого покоління. У порівнянні з комплексом „Малахіт" система „Метеор" має більш високу точність вимірювання кутових координат радіозондів, що обумовлено використанням короткохвильового дециметрового діапазону хвиль (17 см).

У неї більша дальність дії за рахунок збільшення потужності передавача і підвищення чутливості приймального пристрою, а також за рахунок збільшення направлених властивостей антенної системи. Крім того, в цій системі повністю автоматизований процес вимірювання координат радіозонда і супроводження радіозонда за кутовими координатами і дальністю, а також процес реєстрації радіотелеметричної і радіолокаційної інформації.

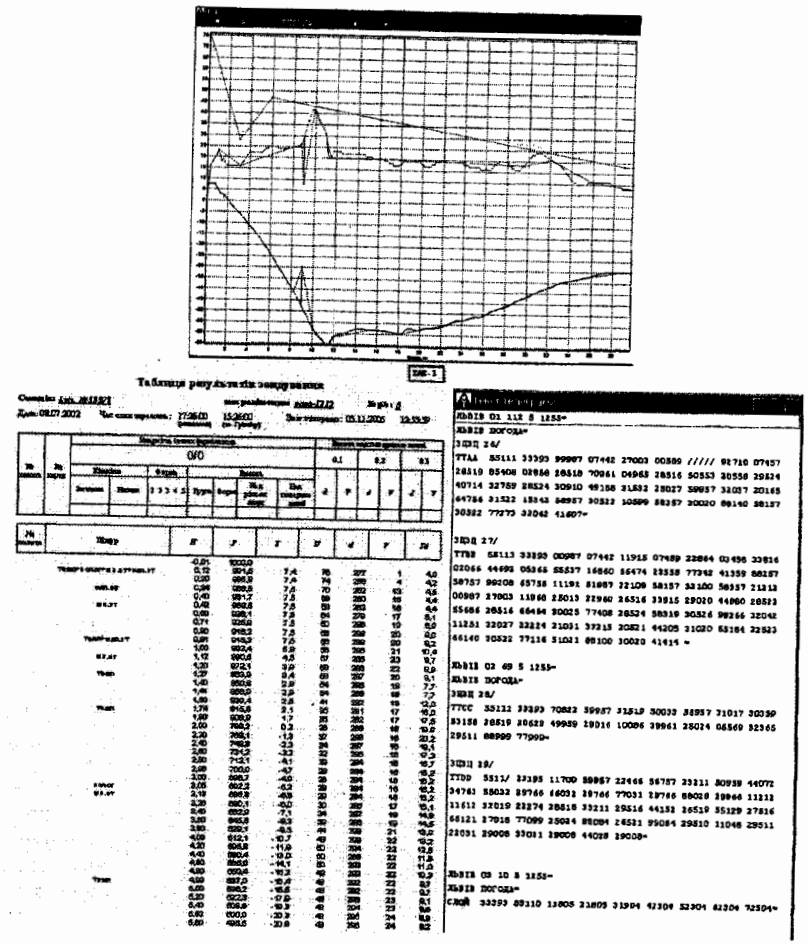


Рис. 3.26 – Приклади результатів зондування системою радіозондування „Радіотеодоліт-УЛ"



Потрібно вказати, що комплекс „Метеор" відрізняється, також, від комплексу „Малахіт" високим ступенем автоматизації керування. Дана система зондування випускалася промисловістю у двох варіантах: рухомому („Метеор") і стаціонарному („Метеорит"), але вони конструктивно один від одного не відрізняються. Система може працювати у двох режимах: у режимі радіозонда та у режимі кутового відбивача. У режимі радіозонда комплекс працює як система комплексного температурно-вітрового зондування. У режимі кутового відбивача комплекс працює як система радіовітрових вимірювань шляхом простежування змінювання поточних координат кутового відбивача, прикріпленого до оболонки.

Система „Метеор" може живитися від промислової мережі через перетворювальний агрегат, а при відсутності промислової мережі – від власної дизельної електростанції.

Радіолокаційна метеорологічна станція (РМС) „Метеорит-2" є результатом модернізації РМС „Метеорит", основною метою якої було збільшити дальність супроводження радіозонда. Тому приймальна система РМС „Метеорит-2" має більш високу чутливість. Збільшення чутливості було досягнуто шляхом установлення на вході приймальної системи радіолокатора електронного параметричного підсилювача з невеликим рівнем власних шумів. Крім того, у приймачі РМС звужена смуга пропущення підсилювача проміжної частоти, збільшений діаметр дзеркала антени. Для того щоб забезпечити початок супроводження радіозонда безпосередньо від моменту випуску (невелика дальність, приблизно 75-200 м), до складу РМС „Метеорит-2" крім основного магнетронного передавача великої потужності включений малопотужний передавач.

Іноді відразу після випуску куля піднімається над антеною РМС (у зеніт) або переміщується з великою кутовою швидкістю так, що швидкість перекидання антени є недостатньою. Для полегшення автозахоплення кутових відбивачів і радіозондів у початковий момент часу РМС має дистанційний пульт керування антеною.

Основні технічні дані радіолокаційної метеорологічної станції „Метеорит-2":

– переносна частота (1772,5–1792,6) МГц;
– частота слідування імпульсів передавачів 416 Гц;
– імпульсна потужність магнетронного передавача 200 кВт;
– імпульсна потужність малопотужного передавача 1 кВт;
– тривалість імпульсу магнетронного передавача (1,5±0,3) мкс;
– тривалість імпульсу малопотужного передавача 0,7 мкс;
– чутливість приймальної системи $5 \cdot 10^{-14}$ Вт;
– діаметр дзеркала антени 2,5 м;

– ширина діаграми направленості за половинним спадом потужності (5±1)°;

– дальність автоматичного супроводження радіозонда з реєстрацією даних 250 км;

– дальність автоматичного супроводження стандартного кутового відбивача зі стороною основи 500 мм–50 км;

межі обертання параболічної антени:

– за азимутом – необмежено;

– за кутом місця від 0 до 90°;

– середня помилка визначення кутових координат 7,2';

– серединна помилка визначення дальності 20 м при супроводженні радіозонда до 50 км і 40 м при супроводженні радіозонда до 150 км;

– серединна помилка визначення дальності кутового відбивача – 25 м;

– точність реєстрації кутових координат 3,6';

– точність реєстрації дальності 10 м;

– точність реєстрації частоти метеорологічних елементів 1 Гц;

– споживана потужність 9 кВА при напрузі живлення 220 В.

Система радіозондування „Метеорит-2" в цей час є основною базовою системою, призначеною для радіозондування атмосфери за допомогою радіозондів.

### 3.3.5 Система зондування „Титан" (АВК-1)

З 1986 р. на аерологічній мережі застосовується система зондування „1Б27С-М" – аерологічний інформаційно-обчислювальний комплекс (АВК-1), до складу якого входять наземна радіолокаційна станція спостереження за активною ціллю, апаратура передпольотної перевірки технічних характеристик радіозондів, міні-ЕОМ і радіозонд.

За принципом дії ця система аналогічна системі „Метеорит", але є більш досконалою технічно. Радіолокаційна станція виконана на сучасній елементній базі та оснащена міні-ЕОМ, що забезпечує проведення вітрового або температурно-вітрового радіозондування атмосфери з повною автоматизацією приймання і обробки даних радіозондування з видачею аерологічної телеграми. Крім цього, міні-ЕОМ забезпечує тестовий і функціональний контроль працездатності самої РМС.

Особливістю АВК-1 є відсутність режиму супроводження пасивних цілей (кутових відбивачів), що дозволило знизити потужність передавача, тому що він працює тільки з активною ціллю. Функції НВЧ – генератора і малошумового параметричного підсилювача надвисокої частоти (НВЧ) виконує спеціальний електронно-променевий прилад – потенціалотрон. Для передачі телеметричного сигналу застосована частотна модуляція (замість амплітудної). Завдяки введенню регулювання рівня



випромінюваної потужності малопотужного передавача і застосуванню потенціалотрона, як швидкодіючого антенного перемикача, зменшена мінімальна дальність дії. Це забезпечує можливість автосупроводження радіозонда за координатами безпосередньо із землі і усуває втрати інформації в приземному шарі.

Зниження потужності НВЧ – передавача дозволило зменшити розміри санітарно-захисної зони та, відповідно, шкідливий вплив випромінювання РЛС.

Основні технічні дані комплексу АВК-1:

– діапазон переносних частот передавачів (1775-1790) МГц;

– частота слідування зондувальних імпульсів (457,5±0,2) Гц;

– імпульсна потужність магнетронного передавача (потужного/ малопотужного) 25/1,5 кВт;

– тривалість випромінюваних імпульсів запитного сигналу (потужного / малопотужного) 1,1/0,5 мкс;

– чутливість приймальної системи $10^{-13}$ Вт;

– діаметр дзеркала антени 1,83 м;

– ширина діаграми направленості за половинним спадом потужності (6±1)°;

– дальність автоматичного супроводження радіозонда 300 км;

– обробка результатів зондування автоматична (ЕОМ А-15А).

Загальний вигляд АВК-1 наведений на рис. 3.27.

Рис. 3.27 – Загальний вигляд АВК-1

### 3.3.6 Будова та принцип дії радіозондів

Радіозонд містить наступні основні вузли (рис. 3.28) – вузол

температури, вузол вологості, електронний комутатор, перетворювач опір-частота, НВЧ-автогенератор, генератор імпульсів і стабілізатор напруг і струму.

НВЧ-автогенератор працює в режимі надрегенератора і знаходиться на порозі самозбудження і генерації коливань на частоті 1782±8 МГц. Для переходу його в генеруючий стан необхідний невеликий „поштовх", яким є або імпульсна напруга від генератора імпульсів або запитний імпульс від РЛС.

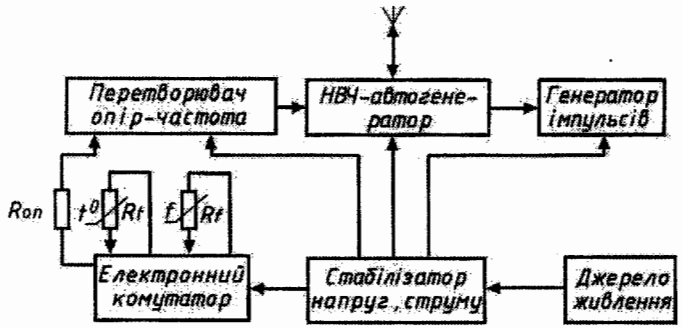



Рис. 3.28 – Структурна схема радіозонда

При відсутності запитного сигналу від РЛС НВЧ-автогенератор, під впливом сигналів від генератора імпульсів, виробляє короткі синусоїдальні радіоімпульси тривалістю 0,13–0,32 мкс з періодом 1,25 мкс. Ці короткі радіоімпульси формуються серіями з періодом $T_{повт}$ серій і з паузами $T_{пауза}$ між серіями. Формування тривалих пауз відбувається, коли на автогенератор НВЧ із перетворювача опір-частота надходять негативні імпульси, що закривають транзистор автогенератора. Тривалість цих пауз стала для конкретного екземпляра радіозонда. Частота проходження залежить від опору, що підключається до перетворювача опір-частота електронним комутатором. Останній підключає або один опорний контрольний опір $R_{on}$, або послідовно з'єднані опори $R_{on} + R_t$ або $R_{on} + R_f$, де $R_t$ – термоопір, $R_f$ – опір, що змінюється при змінюванні відносної вологості, наприклад, гигристор.

Частота слідування негативних імпульсів напруги від перетворювача опір-частота тим вище, чим менше підключений до нього опір. Тому найвища частота $(F_{on})$ буде у випадку підключення тільки опорного опору. Зміна частоти $F$, що пов'язана зі зміною підключених опорів, дозволяє судити про зміни температури і відносної вологості в атмосфері.

У процесі польоту радіозонда на частоту $F$ можуть впливати багато



неконтрольованих викривляючих факторів, наприклад зменшення ЕРС джерела живлення. Тому, для зменшення похибки, визначення температури і відносної вологості виконується не за значенням частоти $F_t$ або $F_f$, випромінюваної при підключенні до перетворювача відповідних опорів, а по відношенню цих частот до частоти $F_{on}$. У радіозонді передбачена послідовна зміна частот сигналів, що генеруються, у циклі $F_{on}$, $F_t$, $F_f$, що відбувається через 25 ± 5 с.

При надходженні на радіозонд запитного імпульсу РЛС тривалістю приблизно 1,5 мкс на тій же частоті, на якій генерує радіозонд, у коливальному контурі НВЧ автогенератора виникають коливання, які ініціюють генерацію радіозонда. Радіозонд випромінює увесь час, поки він опромінюється запитним сигналом РЛС. Якщо в момент дії запитного сигналу від РЛС на НВЧ автогенератор радіозонда надходить сигнал від генератора імпульсів або в момент дії сигналу від генератора імпульсів на радіозонд надходить запитний сигнал від РЛС, то генерація сигналів радіозондом триває до закінчення дії кожного із сигналів, що ініціюють генерацію. Оскільки генерація сигналів, що відбувається під впливом запитного імпульсу, триває довше генерації під впливом генератора імпульсів, то „відгук", що генерується, може бути більшої тривалості. Тому, після відгуку на запитний сигнал РЛС, НВЧ-автогенератор радіозонда протягом 0,8-1мкс повинен „відновлюватися". У цьому випадку, якщо після закінчення запитного імпульсу черговий сигнал від генератора імпульсів надійде на НВЧ-автогенератор через часовий інтервал, менший 0,8-1 мкс, останній або на нього взагалі не відреагує або генерує радіоімпульс, амплітуда якого буде істотно менше, ніж у звичайній ситуації. У цих випадках відгук проявляється як провал або повна відсутність одного з радіоімпульсів, випромінюваних радіозондом, спостережуваний з періодом запуску зондувальних імпульсів РЛС.

Якщо запитний імпульс РЛС надійде під час паузи у випромінюванні радіозонда, обумовленої впливом негативної напруги від перетворювача опір-частота, то відгуку радіозонда не буде. При нормальній роботі РЛС відгуків буде достатньо для впевненого визначення відстані до радіозонда і його автоматичного супроводження за дальністю.

### 3.3.7 Аерологічні радіозонди

Радіозонди і системи радіозондування складаються із двох частин – із радіозонда і наземного приймального пристрою.

При застосуванні радіозондів повинні виконуватися наступні умови:

- радіозонд повинен бути легким, простим, дешевим, тому що він є приладом разового використання і після випуску не повертається;
- наземний приймальний пристрій може бути складним і дорогим,

тому що він функціонує протягом тривалого часу і повинний забезпечувати приймання сигналу від радіозонда на великих відстанях, крім того, він може містити в собі додаткову апаратуру для автоматичної реєстрації і обробки сигналів радіозонда;

– кожний радіозонд повинен мати вимірювальні вузли температури, вологості, тиску, механізм для шифровки даних вимірювання, мініатюрний радіопередавач і джерело живлення.

При всій зручності і невеликій масі радіозонд є досить точним вимірювальним приладом. Розроблено більше 100 різноманітних конструкцій радіозондів, але на світовій аерологічній мережі використовується трохи більше 10 радіозондів. Серед закордонних систем радіозондування поширеніші радіозонди Росії, Фінляндії, США.

**Радіозонди МАРЗ**. Використовуються на мережі з 1983 р. Випускалися в різних модифікаціях відповідно до їх призначення: МАРЗ-0 (відповідач) для вітрового зондування, МАРЗ-1 для температурно-вітрового, МАРЗ-2 для температурно-вологістно-вітрового. Радіозонди МАРЗ-2, крім того, мають дві модифікації:

МАРЗ- 2-1 – для РМС „Метеор" і „Метеорит-1";

МАРЗ- 2-2 – для РМС „Метеорит-2".

**Радіозонди МРЗ**. Використовуються для роботи із системою Титан (АВК-1):

МРЗ-2А – відповідач, що застосовується для вітрових спостережень,

МРЗ-3А – радіозонд, що застосовується для температурно-вітрового зондування.

Радіозонди МРЗ відрізняються від радіозондів МАРЗ способом модуляції переносної частоти (у цих радіозондах застосована частотна модуляція), а також тривалістю канальних інтервалів у роботі електронного комутатора (25 с у радіозондах МАРЗ, 5,5 с – у МРЗ).

Таблиця 3.1 – Модифікації радіозондів ПАЗА

| Позначення модифікації | Діапазон перетворення температури, °С | Діапазон перетворення вологості, % | Переносна частота, МГц | Частота суперуючих імпульсів, кГц |
|---|---|---|---|---|
| ПАЗА-10<br>ПАЗА-10М | - | - | 1782±10 | 800±25<br>або<br>600±25 |
| ПАЗА-11<br>ПАЗА-11М | від мінус 80 до 50 | - | | |
| ПАЗА-12<br>ПАЗА-12М | | від 1 5 до 98 | | |
| ПАЗА-20 | - | - | | |
| ПАЗА-21 | від мінус 80 до 50 | - | | |
| ПАЗА-22 | | від 15 до 98 | | |



Таблиця 3.2 – Основні технічні характеристики радіозондів РЗА

| Основні характеристики | РЗА-1 | РЗА-2 |
|---|---|---|
| Переносна частота, МГц | 1680±0.5 | 1780±0.5 |
| Чутливість до запитального імпульсу | — | — |
| Частота надходження радіосигналів, кГц | 800±25 | 800±25 |
| Номінальний період базового сигналу ($F_б$), мкс | від 1449 до 1785 | від 1449 до 1785 |
| Період передачі сигналу відносної температури ($F_т$), мкс | від 1562 до 58821 | від 1562 до 58821 |
| Період передачі сигналу відносної вологості ($F_в$), мкс | від 1526 до 2564 | від 1526 до 2564 |
| Час передачі кожної з частот телеметрії, с | 5±1 | 5±1 |
| Діапазон перетворення температури повітря в телеметричний радіосигнал, °С | от – 80 до +50 | от – 80 до +50 |
| Абсолютна похибка при перетворенні температури, °С | ±0,5 | ±0,5 |
| Діапазон перетворення відносної вологості повітря в телеметричний радіосигнал, % | від 15 до 98 | від 15 до 98 |
| Абсолютна похибка при перетворенні відносної вологості, % | ±5 | ±5 |

**Радіозонди ПАЗА.** Прилади аерологічні зондування атмосфери ПАЗА призначені для перетворення даних про температуру і відносну вологість повітря атмосфери в телеметричні радіосигнали і передачі цих радіосигналів на наземну станцію спостереження, а також для формування відповідного радіосигналу на запитний радіосигнал наземної станції спостереження.

Прилади занесені до державного реєстру засобів вимірювальної техніки допущених до застосування на Україні № В 994-98.

Радіозонди є аналогами радіозондів типу МАРЗ, МРЗ і призначені для роботи з наземними станціями „Метеор", „Метеорит", „Метеорит-2", „АВК-1".

Є дев'ять модифікацій радіозондів (табл. 3.1). Технічні дані радіозондів:

1. Черговість випромінювання частот телеметричного сигналу:
   – $F_{оп}$, $F_т$ – для радіозондів типу ПАЗА-11;
   – $F_{оп}$, $F_т$, $F_в$, $F_т$ – для радіозондів ПАЗА-12.
2. Габарити – не більше 250×110×90 мм.
3. Маса радіозонда без шнурів і батареї – не більше 0,36 кг.
4. Діапазон перетворення значень температури повітря в радіотелеметричний сигнал від мінус 80°С до 50°С.
5. Межа припустимого значення абсолютної похибки в діапазоні температур 10°С -30°С не перевищує ±1°С.

6. Межа припустимого значення абсолютної похибки по температурі в робочих умовах не перевищує ±1,6°С.

7. Діапазон перетворення значень відносної вологості повітря в радіотелеметричний сигнал від 15 до 98% при температурі від мінус 80°С до 50°С.

Зовнішній вигляд радіозондів типу ПАЗА наведений на рис. 3.29.

**Радіозонди РЗА.** Прилади аерологічного зондування атмосфери РЗА призначені для перетворення температури і відносної вологості повітря атмосфери в телеметричні радіосигнали і передачі цих радіосигналів на наземну станцію спостереження. Основні технічні характеристики радіозондів РЗА наведені в табл. 3.2.

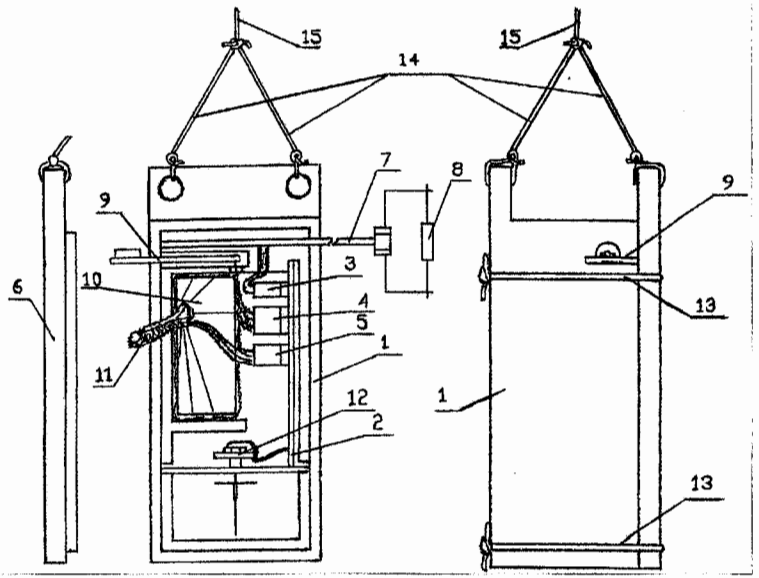



Рис. 3.29 – Зовнішній вигляд радіозонда ПАЗА-10

1– корпус, 2 – електронна плата, 3 – роз'єм для підключення датчика температури, 4 – роз'єм для підключення перетворювача вологості, 5– роз'єм для підключення батареї живлення, 6 – кришка, 7 – кронштейн для датчика температури, 8 – датчик температури, 9 – перетворювач вологості, 10 – батарея живлення, 11 – поліетиленовий пакет, 12 – НВЧ модуль, 13 – шнур 0,25м, 14 – шнур 0,9м, 15 – шнур 12м

Радіозонди РЗА призначені для роботи з наземними комплексами зондування атмосфери " Радіотеодоліт-УЛ".



Радіозонди РЗА забезпечують технічні і метрологічні характеристики в робочих умовах застосування:

– температура навколишнього повітря від мінус 80°С до 50°С;
– відносна вологість повітря від 15 до 98 %;
– атмосферний тиск від 200 до 110000 Па (від 1,5 до 825 мм рт.ст.);
– наявність сонячної радіації;
– обдув повітрям зі швидкістю (5±2) м/с (у польоті);
– наявність атмосферних опадів.

### 3.4 Аеродромна метеорологічна автоматизована станція Авіа-1

Аеродромна метеорологічна автоматизована станція (АМАС) Авіа-1 призначена для:

– автоматичного вимірювання і обробки метеорологічних величин – швидкості і напрямку вітру, метеорологічної дальності видимості, висоти нижньої межі хмар, атмосферного тиску, температури і відносної вологості повітря, кількості опадів;

– вимірювання поточного часу;

– відображення результатів вимірювання метеорологічних величин і метеорологічної інформації;

– формування регулярних і спеціальних метеозведень у кодах METAR/SPECI, SYNOP( КН-01);

– архивування і виводу на друк метеорологічної інформації.

Галузь застосування у відповідності з сертифікатом типу аеродромного встаткування № АТ 4013: автоматизовані метеорологічні системи аеродромів Цивільної авіації за категоріями I, II, IIIa ІКАО.

До складу станції входять:

1) Комплекс АМАС Авіа-1, що містить:
– автоматизоване робоче місце спостерігача (АРМН), що має в складі основну і резервну ПЕОМ;
– автоматизоване робоче місце синоптика (АРМС);
– погодний дисплей (ПД) – до 10 шт.

2) Вимірювачі метеорологічних величин:
– фотометр імпульсний ФИ-1 – до 6 шт.;
– анеморумбометр М63М-1 – до 4 шт.;
– анеморумбометр МАРК 60.1 – до 4 шт.;
– наземний імпульсний світловий вимірювач висоти нижньої межи хмар ИВО-1М з приставкою дистанційною ДВ-1М – до 5 шт.;
– лазерний вимірювач висоти хмар ЛВВХ-1 – до 4 шт.;
– вимірювач атмосферного тиску цифровий БАР – до 2 шт.;
– вимірювач температури і відносної вологості повітря ТВ – 1 шт.;
– вимірювач кількості опадів ВОА-1 – 1шт.

Структурна схема станції наведена на рис. 3.30.

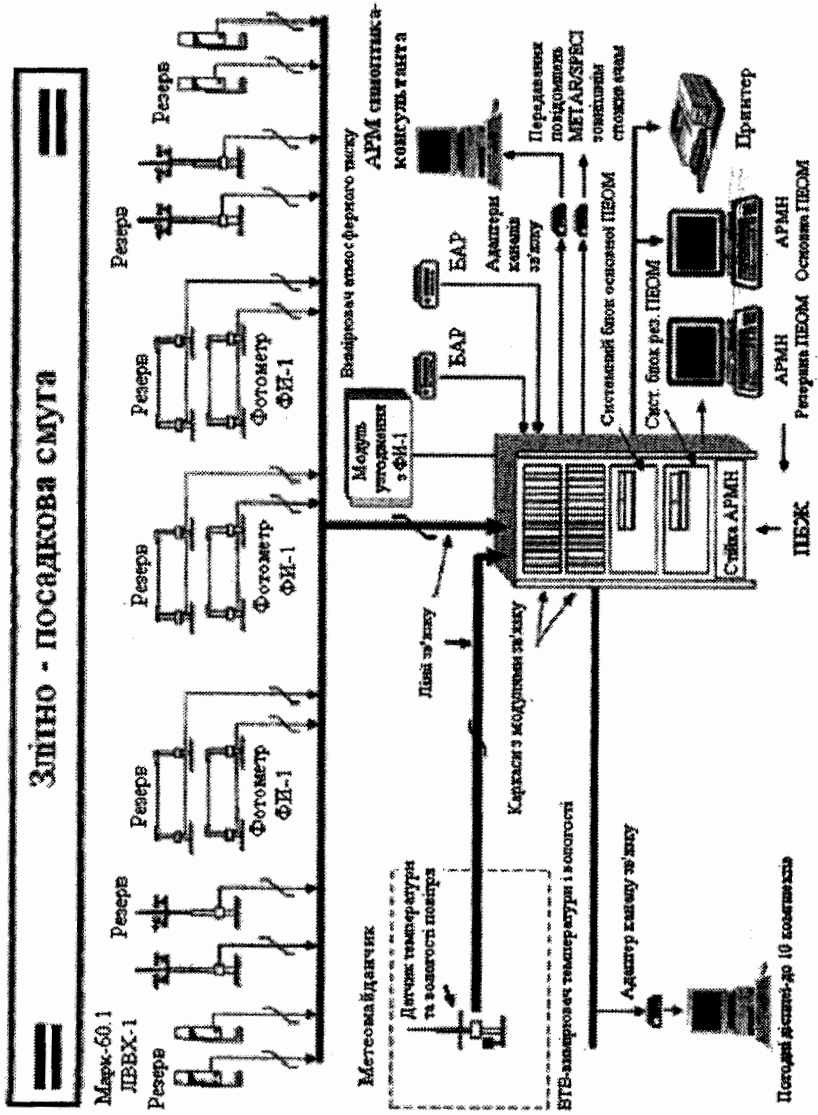



Рис. 3.30 – Структурна схема АМАС Авіа-1



Центральним пристроєм станції є основна ПЕОМ АРМН. Центральний пристрій за допомогою пристрою перетворення (УП) приймає електричні сигнали, що надходять від первинних вимірювальних перетворювачів метеоелементів (ФИ-1, ИВО-1М, М63М-1) і перетворює їх у значення метеоелементів.

Цифрові електричні сигнали від первинних вимірювальних перетворювачів метеоелементів (ЛВВХ-1, МАРК-60.1, БАР, вимірювач ТВ) надходять у центральний пристрій через модеми і розширювач портів.

У центральному пристрої виконуються обчислення середніх, максимальних, приведених і т.д. значень метеоелементів. Центральний пристрій формує регулярні і спеціальні метеозведення та надає спостерігачеві можливість їх редагування, відображає поточну метеорологічну інформацію на відеомоніторі.

Центральний пристрій формує журнал роботи станції і відправлених метеозведень, формує архівний файл чисельних значень метеоелементів, виконує вивід метеорологічної інформації на друк.

Передача метеорологічної інформації з центрального пристрою на АРМС і ПД виконується по модемних лініях зв'язку автоматично, передача метеозведень на вузол зв'язку авіаційної метеорологічної станції виконується за командою оператора. Відображення метеорологічної інформації на відеомоніторах АРМС і ПД реалізується програмними засобами цих пристроїв.

Основна частина апаратури АРМН розміщена в апаратній стійці. Відеомонітор і клавіатура основної ПЕОМ – на столі оператора. Пристрій перетворення виконаний окремим блоком у металевому корпусі з петлями для кріплення на стіні.

Апаратура АРМС і ПД виконана на базі персональних ЕОМ.

Комплекс АМАС Авіа-1 і вимірювачі метеоелементів пройшли державні приймальні випробування і занесені до державного реєстру.

Основні технічні характеристики станції:

діапазони вимірювання метеорологічних величин і похибки наведені в табл. 3.3;

межі припустимої абсолютної похибки виміру поточного часу ± 15 секунд за добу;

час передачі інформації від автоматизованого робочого місця спостерігача (АРМН) на погодний дисплей (ПД) або автоматизоване робоче місце синоптика (АРМС) не більше 15 с;

повний термін служби станції (без урахування терміну служби вимірювачів ФИ-1, М63М-1, ИВО-1М) не менше 10 років.

Таблиця 3.3 – Діапазони вимірювань та похибки АМАС Авіа-1

| Вимірювана метеовеличина | Назва первинного перетворювача | Діапазон вимірювання | Похибки |
|---|---|---|---|
| 1 Висота нижньої межі хмар | Наземний імпульсний світловий вимірювач висоти нижньої межі хмар ИВО-1М | 50-100 м;<br>100-150 м;<br>150-500 м;<br>500- 1000 м | ±20 м;<br>±(0,1·h±10) м;<br>±(0.1·h±10) м;<br>±(0.1·h±10) м |
| | Вимірювач лазерний висоти хмар ЛВВХ-1 | 15-100 м;<br>100-1000 м;<br>1000-7500 м | ±20 м;<br>±(0,1·h ±10) м;<br>— |
| 2 Метеорологічна дальність видимості | Фотометр імпульсний ФИ-1 | 50-150 м;<br>150-250 м;<br>250-400 м;<br>400-1500 м;<br>1500-3000 м;<br>3000-5000 м;<br>5000-6000 м | ±20 %;<br>±15 %;<br>±10 %;<br>±10 %;<br>±10 %;<br>—<br>— |
| 3 Швидкість вітру | Анеморумбометр М63М-1<br>Анеморумбометр МАРК-60.1 | 1,5-10 м/с;<br>10-60 м/с<br>1,2-10 м/с;<br>10-60 м/с | ±1 м/с;<br>±10 м/с<br>±1 м/с;<br>±10 м/с |
| 4 Напрямок вітру | Анеморумбометр М63М-1<br>Анеморумбометр МАРК-60.1 | 1-360°<br>1-360° | ±10°<br>±10° |
| 5 Атмосферний тиск | Вимірювач атмосферного тиску цифровий БАР | 650-1080 гПа | ±0,5 гПа |
| 6 Температура повітря | Вимірювач температури і відносної вологості повітря | –40 - +50°С | ±1° |
| 7 Відносна вологість | Вимірювач температури і відносної вологості повітря | 10-90 %:<br>90-100 % | ±5 %<br>±10 % |

*Анеморумбометри МАРК-60.* Анеморумбометри МАРК-60 призначені для вимірювання швидкості і напрямку вітру в горизонтальній площині (рис. 3.31).

МАРК-60.0 – з вимірювальним блоком настільного типу, розташований в опалювальному приміщенні і пов'язаний з блоком датчиків спеціальним кабелем довжиною 100 м.

МАРК-60.1 – з вимірювальним блоком зовнішнього типу,



розташований на щоглі разом з блоком датчиків. Передає результати вимірювань по двохпровідної лінії зв'язку в систему збору даних або на автономний приймальний пристрій.

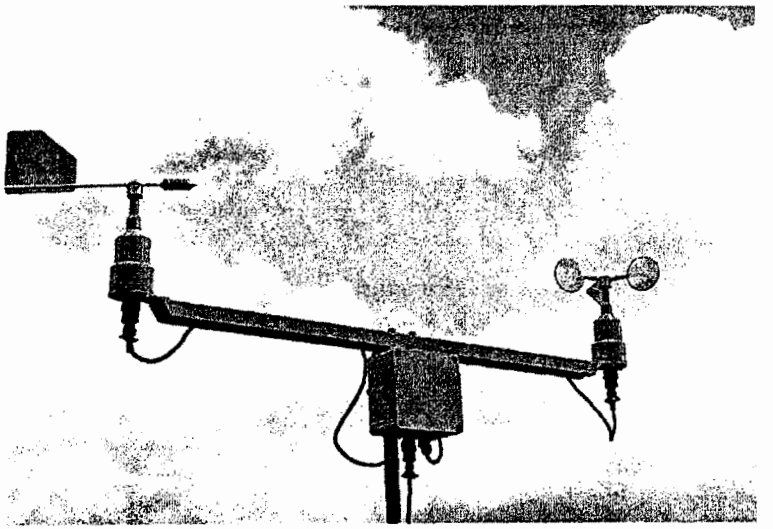


Рис. 3.31 – Анеморумбометр МАРК-60

Технічні характеристики:

– діапазони виміру: швидкості вітру – від 1,2 до 60 м/с із похибкою не більше (0,5 ± 0,05v) м/с; напрямку вітру – від 1° до 360° з похибкою не більше 3° з 1,2 м/с;
– час повного циклу вимірювання – 3 секунди;
– усереднення показань – за 2 і 10 хвилин, "ковзне" з кроком 3 с;
– колова шкала напрямку;
– показ поточного часу доби;
– передача даних на відстань до 10 км.

*Вимірювач атмосферного тиску цифровий БАР.* Призначений для вимірювання атмосферного тиску на метеорологічних постах, метеорологічних площадках, аеродромах, а також на будь-яких об'єктах, де виконується вимірювання атмосферного тиску, наприклад, при урахуванні витрат газу або пари (рис. 3.32).

Може використовуватися як автономний пристрій, так і в складі автоматизованих гідрометеорологічних систем збору інформації, автоматизованих систем керування транспортуванням і розподілом газу і т.п.

Рис. 3.32 – Вимірювач атмосферного тиску цифровий БАР

Технічні характеристики:

– розмірність вихідної інформації: гПа, мм рт. ст.;

– діапазон вимірювання атмосферного тиску: 650...1080 гПа(489...812 мм рт.ст);

– відрізняльна здатність – 0,1 гПа (0,1 мм рт. ст.);

– основна абсолютна похибка – ±0,4 гПа (0,3 мм рт. ст.);

– час готовності до роботи із заданою точністю – не більше 30 хв.

– робочий діапазон температур – +5...+40 °С

– електроживання – напруга змінного струму (220 ±20) В, (50 ±1) Гц або акумулятор (12 ±2) В

– споживана потужність не більше – 10 ВА

– габарити – 180×90×95 мм.

– маса не більше 1 кг.

Вимірювач є конструктивно закінченим мікропроцесорним пристроєм, що оснащене 5-розрядним рідкокристалічним індикатором.

Для збільшення надійності у вимірювачі використовуються 2 датчики абсолютного тиску. Зменшення температурної складової похибки досягається термостатируванням датчиків. У вимірювачі передбачене демпфірування різких коливань тиску повітря. Програмно-апаратні засоби вимірювача забезпечують його усталену роботу в умовах впливу перешкод у живленні. Для зв'язку з ПЕОМ або іншими зовнішніми пристроями використовується інтерфейс RS-232.



**Питання для самоконтролю**

1. Основний спосіб дослідження атмосфери.
2. Основні вимірювані параметри атмосфери.
3. Кулепілотний спосіб зондування атмосфери і отримана при цьому інформація.
4. Радіопілотний спосіб зондування атмосфери і отримана при цьому інформація.
5. Радіозондовий спосіб зондування атмосфери і отримана при цьому інформація.
6. Призначення системи радіозондування атмосфери.
7. Класифікація систем радіозондування атмосфери.
8. Принцип роботи і характеристики системи радіозондування „Малахіт".
9. Принцип роботи і характеристики системи радіозондування „Радіотеодоліт-УЛ".
10. Принцип роботи і характеристики системи радіозондування „Метеорит-2".
11. Принцип роботи і характеристики системи радіозондування „Титан".
12. Будова і принцип роботи радіозонда.
13. Типи радіозондів і їх характеристики.
14. Призначення АМАС „Авіа-1".
15. Склад АМАС „Авіа-1".
16. Структура і розміщення основних елементів АМАС „Авіа-1" на місцевості.
17. Призначення центрального пристрою АМАС „Авіа-1".
18. Основні технічні характеристики АМАС „Авіа-1".
19. Призначення і основні характеристики анеморумбометра „МАРК-60".
20. Склад, призначення і характеристики вимірювача атмосферного тиску цифрового БАР.

# 4 НАЗЕМНІ РАДІОЛОКАЦІЙНІ ДИСТАНЦІЙНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

## 4.1 Принципи радіолокації

***Радіолокація*** – це галузь сучасної радіотехніки, яка займається виявленням і дослідженням об'єктів за допомогою радіотехнічних засобів шляхом використання відбитих (перевипромінюваних) об'єктами високочастотних сигналів або їх власного радіовипромінювання [4, 5].

Процес виявлення і дослідження об'єктів, а також визначення їх місця розташування за допомогою радіотехнічних засобів називається ***радіолокаційним спостереженням***.

Об'єкти радіолокаційного спостереження називаються ***радіолокаційними цілями***.

Інформація, одержана в процесі радіолокаційного спостереження, називається ***радіолокаційною інформацією***.

Радіотехнічні пристрої, за допомогою яких здійснюється радіолокаційне спостереження, називаються ***радіолокаційними станціями*** (РЛС) або радіолокаторами.

***Джерелом радіолокаційної інформації*** є радіолокаційний сигнал, який формується в процесі радіолокаційного спостереження.

***В основі*** радіолокаційного спостереження полягають наступні властивості електромагнітних хвиль:

- відбиття хвиль від об'єктів, фізичні властивості яких відрізняються від властивостей навколишнього середовища;
- сталість швидкості поширення хвиль в однорідному середовищі (швидкість поширення електромагнітних хвиль в атмосфері дорівнює $3 \cdot 10^8$ м/с);
- прямолінійність поширення хвиль в однорідному середовищі;
- можливість концентрувати випромінювання і прийом електромагнітних хвиль у вузьких секторах.

### 4.1.1 Способи радіолокаційного спостереження і огляду

Залежно від процесу формування радіолокаційного сигналу розрізняють наступні ***способи радіолокаційного спостереження*** (рис. 4.1):

- радіолокаційні спостереження цілей по відбитих сигналах (активна радіолокація з пасивною відповіддю);
- радіолокаційне спостереження з активною відповіддю (активна радіолокація з активною відповіддю – перевипромінювання);
- радіолокаційне спостереження при прийманні власного



теплового радіовипромінювання об'єктів (пасивна радіолокація).

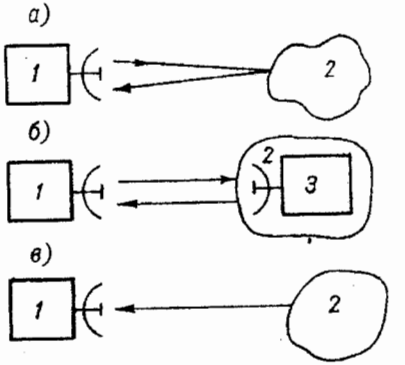



Рис. 4.1 – Способи радіолокаційного спостереження
а – з пасивною відповіддю; б – з активною відповіддю; в – при прийманні власного радіотеплового випромінювання об'єктів;
1– РЛС, 2 – ціль, 3 – відповідач

У випадку *радіолокаційного спостереження по відбитих сигналах* радіолокаційна станція випромінює високочастотні коливання (зондувальні сигнали), які відбиваються ціллю і надходять до приймача РЛС. У метеорології цей спосіб радіолокаційного спостереження використовується для дослідження хмар, опадів і деяких інших метеорологічних об'єктів.

*Радіолокаційне спостереження з активною відповіддю* характеризується тим, що відповідний сигнал, прийнятий приймачем РЛС, формується в результаті перевипромінювання за допомогою спеціального відповідача, установленого на цілі. При такому способі радіолокаційного спостереження істотно підвищуються дальність і контрастність спостереження в порівнянні із спостереженням з пасивною відповіддю (при однакових потужностях передавача і чутливості приймача РЛС). В метеорології такий спосіб радіолокаційного спостереження реалізується в системах радіозондування і ракетних комплексах: радіолокаційна станція є частиною наземної апаратури, а відповідач разом із радіозондом (вимірювальною апаратурою радіотелеметричної системи) міститься на кулі-зонді або ракеті. Наземна РЛС посилає в напрямку радіозонду високочастотні сигнали „запиту", які надходять в прийомопередавач і перевипромінюються назад у напрямку радіолокатора і надходять до приймача.

Радіолокаційні спостереження, при яких використовуються *власні*

*теплові радіовипромінювання* об'єктів, здійснюються в наш час тільки в сантиметровому і міліметровому діапазонах хвиль. Це пов'язане з тим, що радіовипромінювання об'єктів обумовлене їх тепловим випромінюванням, спектральна щільність якого зменшується із зменшенням частоти сигналів. РЛС, що використовують власне радіовипромінювання об'єктів у НВЧ-діапазоні, називаються НВЧ-радіометрами. За допомогою радіометрів можливе тільки визначення напрямку на ціль і неможливе вимірювання дальності, а при радіолокаційному спостереженні з пасивною і активною відповіддю можливе визначення кутових координат і дальності. У метеорології радіолокаційні спостереження з використанням власного радіовипромінювання об'єктів реалізуються при радіолокаційному огляді земної поверхні і хмарності із штучних супутників Землі (ШСЗ), при спостереженні за грозами, градонебезпечними хмарами і т.д.

Сигнали, випромінювані РЛС і радіолокаційні сигнали, що дають інформацію про об'єкти спостереження, поширюються в атмосфері, що впливає на ефективність радіолокаційного спостереження. Система РЛС-атмосфера-ціль називається ***радіолокаційним каналом***.

Метеорологічні РЛС призначені для *дослідження хмар і опадів* у сантиметровому і міліметровому діапазонах хвиль. *Виявлення і дослідження блискавок* і гроз виконується за допомогою РЛС дециметрового і метрового діапазонів. *У системах радіозондування* і ракетного зондування атмосфери використовуються РЛС метрового і дециметрового діапазонів. Істотно впливає на вибір діапазону хвиль характер цілі, яку виявляють, необхідна точність вимірювання координат, припустимі розміри антенної системи, а також умови поширення електромагнітних хвиль в атмосфері.

Сучасні метеорологічні РЛС *визначають напрямок* на ціль за допомогою гостронаправлених антен і *вимірюють дальність* за часом поширення радіохвиль до цілі і зворотно. Таким чином, положення цілі визначається в сферичній системі координат: азимутом $\alpha$, кутом місця $\beta$ і дальністю $R$.

***Радіолокаційним оглядом*** простору називають послідовне здійснення радіолокаційного спостереження за об'єктами в просторі. Для радіолокаційного огляду заданої області простору необхідно здійснити послідовно радіолокаційне спостереження за об'єктами по різних *кутових координатах і дальності*.

Залежно від характеру руху діаграми направленості розрізняють наступні ***методи огляду простору***: круговий, гвинтовий, пилкоподібний, спіральний, конічний, поступально-конічний і ін. (рис. 4.2).

У процесі радіолокаційного огляду простору ***огляд по дальності*** здійснюється автоматично за рахунок кінцевої швидкості поширення радіохвиль у просторі. При своєму поширенні випроменені передавачем



РЛС високочастотні сигнали із сталою швидкістю послідовно проходять всі точки простору в межах тілесного кута, виділеного в просторі діаграмою направленості антени. Більш точно огляд по дальності виконується в імпульсних РЛС, де випромінений антеною високочастотний імпульс проходить всі відстані до максимальної дальності дії РЛС, послідовно зустрічаючи на своєму шляху відбивні об'єкти.

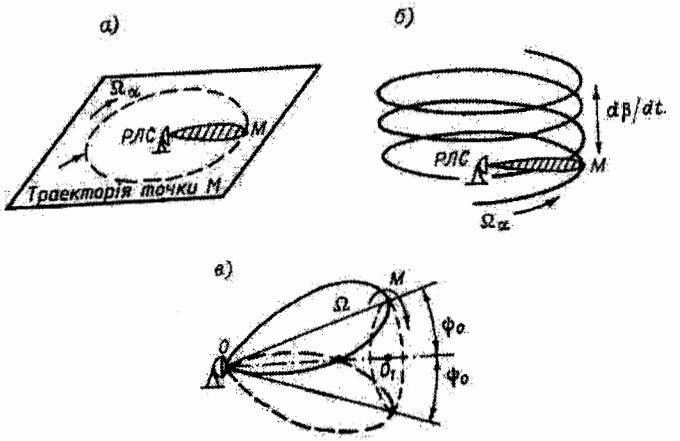



Рис. 4.2 – Методи огляду простору
а – круговий, б – гвинтовий, в – конічний

### 4.1.2 Вимірювання координат об'єктів

***Вимірювання кутових координат*** – пеленгація об'єктів – може бути основана на аналізі амплітуд або фаз взятих сигналів. Відповідно розрізняють амплітудні і фазові методи вимірювання кутових координат. Однак, фазові методи вимагають створення складних і дорогих антен у вигляді фазованих антенних решіток. Застосування подібних антен в радіометеорології представляється недоцільним через їх складність і дорожнечу. Тому в існуючих і перспективних метеорологічних РЛС застосовуються амплітудні методи пеленгації.

В основу амплітудних методів вимірювання кутових координат об'єктів покладене використання направлених властивостей радіолокаційних антен, які характеризуються діаграмою направленості. При обертанні антени амплітуда сигналу, що надходить від цілі, буде в

точності повторювати діаграму направленості.

Визначення кутової координати *методом максимуму* полягає в тому, що діаграма направленості антени обертається до перетинання її максимуму з напрямком на об'єкт (рис. 4.3). У той момент, коли сигнал, що надходить від цілі, досягне максимального значення, визначаються кутові координати об'єкта по положенню діаграми направленості в просторі.

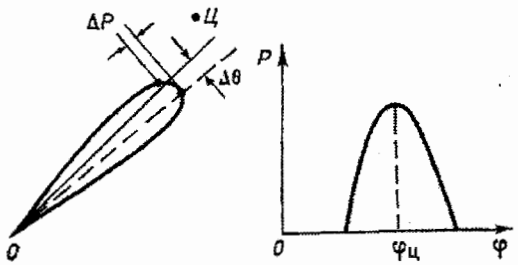



Рис. 4.3 – Вимірювання кутових координат об'єктів методом максимуму

Сутність *методу порівняння* при визначенні кутових координат об'єктів полягає в порівнянні амплітуд сигналів, яки надійшли послідовно в часі на одну антену або одночасно на дві антени, із зміщеними діаграмами направленості. Відповідно розрізняють *метод послідовного* і *паралельного* порівняння.

*Метод послідовного порівняння* заснований на використанні однієї антени з діаграмою направленості у вигляді пелюстки, яка по черзі займає два положення (I і II) щодо лінії $OO_1$ (рис. 4.4). Якщо ціль знаходиться усередині кута $2\psi$, то, порівнюючи величини сигналів, яки послідовно надійшли до антени, можна визначити відхилення цілі від напрямку $OO_1$. Обертаючи антенну систему в просторі, можна знайти такий напрямок, коли величини сигналів, що надійшли при крайніх положеннях діаграми направленості, будуть однаковими (рис. 4.4). Просторовий напрямок антени, який відповідає рівності амплітуд сигналів, і буде визначати напрямок на ціль. Напрямок $OO_1$, якому відповідає рівність сигналів цілі при двох положеннях антени, називається *рівносигнальним* (РСН).

*Метод паралельного порівняння.* Метод порівняння можна застосовувати для сигналів, одночасно прийнятих на рознесені антени. При використанні імпульсного способу радіолокації цей метод дозволяє визначати напрямок і вимірювати координати об'єкта навіть за час одного імпульсу. Тому РЛС з таким принципом вимірювання координат, називаються *моноімпульсними*. У випадку вимірювання двох кутових



координат (у вертикальній і горизонтальній площині) число антен і приймальних каналів збільшується. Тому РЛС подібного типу є багатоканальними.

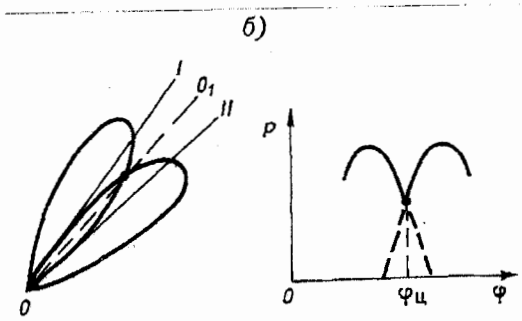



Рис. 4.4 – Вимірювання координат об'єктів методом порівняння

***Вимірювання дальності об'єктів.*** Всі способи радіолокаційного вимірювання дальності об'єктів засновані на вимірюванні часу запізнювання радіолокаційних сигналів. Розрізняють *амплітудний, частотний* і *фазовий* методи *вимірювання дальності.*

*Амплітудний (імпульсний) метод.* При амплітудному методі вимірювання, дальність до об'єктів визначають за часом запізнювання характерної зміни амплітуди прийнятого радіолокаційного сигналу, для чого випромінювані сигнали модулюють по амплітуді. Відповідно, амплітудний метод виміру дальності називають імпульсним методом, а радіолокатор, що реалізує цей метод – імпульсною РЛС.

При імпульсному методі вимірювання дальності передавач випромінює в простір потужні високочастотні імпульси (рис. 4.5). Пройшовши відстань R, зондуючий імпульс відбивається від цілі і надходить до приймача РЛС. При сталій швидкості поширення електромагнітних хвиль в атмосфері *c* час, необхідний для поширення хвилі на подвійну дальність, буде дорівнювати

$$t_R = \frac{2R}{c}, \tag{4.1}$$

звідси

$$R = \frac{ct_R}{2}. \tag{4.2}$$

Таким чином, при імпульсному методі вимірювання дальності зводиться до визначення часового інтервалу між моментами випромінювання імпульсу і прийомом відбитого від цілі радіолокаційного сигналу.

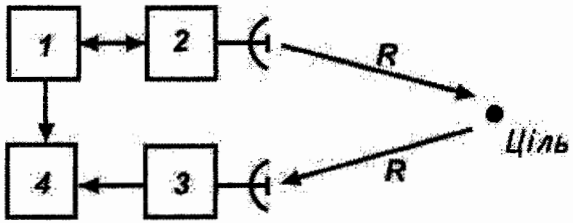



Рис. 4.5 – Амплітудний метод виміру дальності
1 – синхронізатор, 2 – передавач, 3 – приймач, 4 – вимірювач часових інтервалів

*Частотний метод*. При частотному методі вимірювання дальності – дальність об'єктів визначають по зміні частоти частотно-модульованих безперервних сигналів, випромінюваних радіолокаційним передавачем. При цьому час запізнювання електромагнітної хвилі при її поширенні визначається шляхом вимірювання різниці частот між випроміненими високочастотними коливаннями і відбитими від цілі радіолокаційними сигналами.

Для вимірювання різницевих частот використовуються фільтри або лічильники імпульсів. При використанні фільтрів можливі два варіанти: застосовується група фільтрів, налаштованих на фіксовані частоти або один фільтр із змінною частотою налаштовування. Частотний метод вимірювання дальності дозволяє вимірювати дуже малі відстані з високою точністю і використовувати при цьому малі потужності випромінювання.

*Фазовий метод*. При фазовому методі вимірювання дальності – дальність визначають вимірюванням різниці фаз безперервних синусоїдальних коливань, випромінюваних передавачем РЛС і приймачем, до якого надходить сигнал.

Якщо фазова затримка, що виникає в електричних колах РЛС, заздалегідь може бути відома, обмірювана і тому врахована, то випадковий фазовий зсув, що виникає в процесі відбиття від цілі, заздалегідь не буде відомий. Тому фазовий спосіб вимірювання дальності в сучасній локації не застосовується внаслідок наявності випадкової складової, що заздалегідь не може бути врахована, а також внаслідок малої дальності дії.



## 4.2 Основи радіометеорології

### 4.2.1 Основні електрофізичні характеристики атмосфери і їх зв'язок з метеорологічними параметрам

Відбитий радіолокаційний сигнал є носієм інформації про метеоцілі. Відбитий сигнал утворюється в результаті взаємодії електромагнітних хвиль, випромінюваних РЛС, з атмосферними утвореннями, що є метеоцілями. З теорії електромагнітного поля відомо, що на процес взаємодії електромагнітних хвиль із середовищем істотно впливають її ***електрофізичні характеристики***:

відносна діелектрична проникність – $\varepsilon'$,
магнітна проникність – $\mu$,
питома провідність – $g$.

Реальна атмосфера і її різні утворення (хмари, опади, тумани і т.д.) з точки зору електрофізичних властивостей є напівпровідним середовищем. У діапазоні хвиль, використовуваних у метеорологічних РЛС (МРЛС), процес їх взаємодії з атмосферою визначається значенням відносної діелектричної проникності $\varepsilon'$. Значення $\varepsilon'$ істотно залежать від таких метеопараметрів, як температура, тиск, питома вологість, водність хмар і інтенсивність опадів [5].

Визначимо ***зв'язок діелектричної проникності з метеопараметрами атмосфери***. При визначенні цього зв'язку реальну атмосферу будемо представляти як суміш „сухих" газів і водяної пари, у якій перебувають утворення водяного аерозолю (хмари, опади, тумани).

З курсу фізики відомо, що для будь-якого поляризованого середовища, значення відносної діелектричної проникності визначається співвідношенням

$$\varepsilon' = 1 + \chi, \tag{4.3}$$

де $\chi$ – діелектрична чутливість речовини.

Значення коефіцієнта $\chi$ визначається виразом

$$\chi = \beta N, \tag{4.4}$$

де $\beta$ – поляризованість молекул, що характеризує ступінь чутливості молекули до впливу електромагнітного поля;

$N$ – число молекул в одиниці об'єму.

Діелектрична чутливість атмосфери як середовища, що складається із „сухих" газів, водяної пари і водяної аерозольної фракції (утворень гідрометеорних часток), може бути представлена:

$$X = \chi_Г + \chi_{ВП} + \chi_{ВА}, \tag{4.5}$$

де $\chi_Г$ – діелектрична чутливість газів;

$\chi_{ВП}$ – діелектрична чутливість водяної пари;

$\chi_{BA}$ – діелектрична чутливість водяного аерозолю.

У свою чергу

$$\chi_{\Gamma} = \beta_{\Gamma} N_{\Gamma};$$
$$\chi_{BП} = (\beta_{BП} + \beta_{BП}/T) N_{BП}; \qquad (4.6)$$
$$\chi_{BП} = 4\pi \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| N_{BA}$$

де $\beta_{\Gamma}$ – поляризованість (поляризаційна чутливість) однієї молекули газу;

$\beta_{BП}$ – поляризаційна чутливість однієї молекули водяної пари при температурі 1 К;

$N_г = p/(kT)$ – число молекул газу в 1 м$^3$ (p – тиск у Паскалях, T – абсолютна температура, k = 1,38·10$^{-23}$ Дж/К – стала Больцмана);

$N_{вп} = e/(kT)$ – кількість молекул водяної пари в 1 м$^3$ ($e$ – пружність водяної пари в Паскалях);

$N_{BA}$ – число часток водяного аерозолю в 1 м$^3$;

$r$ – середній радіус частки аерозолю;

$m$ – комплексний коефіцієнт заломлення електромагнітних хвиль речовиною часток, визначений виразом

$$m = \sqrt{\varepsilon'_k} = \sqrt{\varepsilon' - j\frac{g}{\omega\varepsilon_0}} = n - jl, \qquad (4.7)$$

де $\varepsilon'_k = \varepsilon' - j(g/\omega\varepsilon_0)$ – комплексна діелектрична проникність речовини частки;

$\varepsilon_0 = (1/(26\pi)) \cdot 10^{-9}$ – діелектрична проникність вакууму, Ф/м;

$\omega$ – частота електромагнітних хвиль;

$g$ – питома провідність безхмарної атмосфери.

Дійсна частина $n$ комплексного коефіцієнта заломлення називається показником заломлення, а уявна частина $l$ – показником поглинання.

З урахуванням виразів (4.5) і (4.6) формула (4.3) може бути представлена в наступному вигляді:

$$\varepsilon' = 1 + \frac{\beta_{\Gamma} p}{kT} + \frac{e}{kT}\left(\beta_{BП} + \frac{\beta_{BП}}{T}\right) + 4\pi r^3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| N_{BA}. \qquad (4.8)$$

Значення $\beta_{\Gamma}$ і $\beta_{BП}$ визначаються експериментально. Підставляючи їх значення у формулу (4.8) і взявши тиск $p$ і пружність водяної пари $e$ у гектопаскалях, температуру $T$ по шкалі Кельвіна, одержимо



$$\varepsilon' = 1 + \left[ \frac{157}{T}\left( p + \frac{4800e}{T} \right) \right] 10^{-6} + 4\pi r^3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| N_{BA}. \qquad (4.9)$$

Для зручності можна виразити пружність водяної пари $e$ через питому вологість повітря $q$, а кількість часток водного аерозолю $N_{ва}$ через його водність $w$.

Для цього використовуємо співвідношення:

$$q = 622\, e/p \qquad (4.10)$$

та

$$w = (4\pi/3) r^3 \rho N_{BA}, \qquad (4.11)$$

де $\rho$ – густина речовини аерозолю.

Взявши $e$ з (4.10), а $N_{ва}$ з (4.11) і підставив їх в (4.9), одержимо

$$\varepsilon' = 1 + \left[ \frac{157p}{T}\left( 1 + 7{,}717\frac{q}{T} \right) \right] 10^{-6} + 3\frac{w}{p} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|. \qquad (4.12)$$

Вираз (4.12) зручний тим, що значення $p$, $q$, $T$ друкуються в метеорологічних і аерологічних щорічниках і довідниках, а значення $w$ вимірюється. Відносна діелектрична проникність вакууму дорівнює одиниці, тоді другий доданок (4.12) можна розглядати як внесок вологого повітря в $\varepsilon'$, а другий доданок як внесок аерозольних утворень.

З (4.12) випливає, що збільшення тиску, питомої вологості повітря і водності аерозольних утворень призводить до збільшення діелектричної проникності. Збільшення температури зменшує $\varepsilon'$. Фізично це явище пояснюється тим, що підвищення температури приводить до розширення повітря і зменшенню його щільності, а збільшення $p$ і $q$, навпаки, до збільшення щільності повітря. Збільшення водності аерозольного утворення призводить до збільшення числа молекул води в одиниці об'єму, а тому, до збільшення діелектричної чутливості аерозолю.

Як випливає з (4.12) значення $\varepsilon'$ трохи перевищує одиницю. Питома провідність $g$ безхмарної атмосфери для діапазону хвиль, застосовуваного в метеорологічній радіолокації, дуже мала. Тому можна вважати, що її коефіцієнт заломлення – дійсна величина і дорівнює $n$ з (4.7). Отже, має місце співвідношення $m = \sqrt{\varepsilon'} = n$. Тому що $\varepsilon'$ більше одиниці, то використовуючи наближення $\sqrt{1+\alpha} \approx 1 + \frac{1}{2}\alpha$, де $\alpha = 1$, одержимо

$$n = \sqrt{\varepsilon'} = 1 + \left[\frac{78{,}5\,p}{T}\left(1 + 7{,}717\frac{q}{T}\right)\right]10^{-6} + \frac{3}{2}\frac{w}{p}\left|\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right|. \qquad (4.13)$$

Значення коефіцієнта заломлення $n$ також незначно перевищують одиницю. Тому для зручності значення $n$ вимірюють в N-одиницях

$$N = (n - 1)10^6. \qquad (4.14)$$

Метеопараметрам, що визначають значення $n$, властиві мінливість по сезонах, часу доби і висоті. Для значень $n$ теж характерна мінливість. Залежність $n$ від висоти, сезону і часу доби наведена на рис. 4.6, 4.7.

На рис. 4.6 наведений приклад зміни річного руху коефіцієнта заломлення $n$ в $N$-одиницях на різних висотах. Видно, що найбільш чітко сезонні зміни $n$ виражені в нижній тропосфері до висот 1,5–2,0 км. Максимальні значення коефіцієнта заломлення спостерігаються влітку, а мінімальні – узимку. Такий рух коефіцієнта заломлення обумовлений річним рухом вологості повітря з максимумом у тепле півріччя. На висоті 6–7 км середньомісячне значення $n$ стале протягом усього року.

На рис. 4.7 показана добова зміна $n$ у нижньому шарі атмосфери влітку (до 800 м). Такий рух $n$ протягом доби визначається добовим рухом температури і вологості повітря.

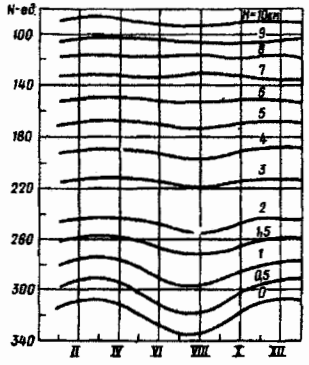



Рис. 4.6 – Річний рух зміни коефіцієнта заломлення $n$ на різних висотах



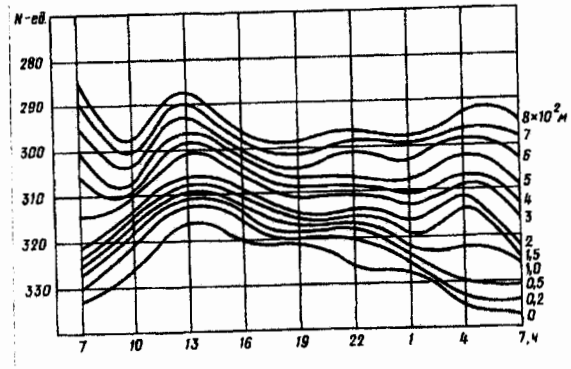



Рис. 4.7 – Добовий рух коефіцієнта заломлення $n$ у нижніх шарах атмосфери влітку

### 4.2.2 Взаємодія електромагнітних хвиль з атмосферою

З теорії електромагнітного поля відомо, що ***при поширенні*** електромагнітних хвиль у будь-якому середовищі, що відрізняється від вільного простору (вакууму), відбувається їх ***ослаблення і зміна швидкості***. Величина ослаблення електромагнітних хвиль і швидкість їх поширення визначаються електрофізичними властивостями середовища. Як ослаблення електромагнітних хвиль, так і зміна швидкості їх поширення є наслідком взаємодії електромагнітних хвиль із середовищем.

При поширенні електромагнітних хвиль в атмосфері їх ослаблення відбувається за рахунок поглинання енергії газами атмосфери, поглинання і розсіювання її гідрометеорними частками. Ослаблення радіохвиль у радіолокації – явище негативне, тому що знижує дальність дії радіолокаційних станцій. Разом з тим у метеорологічній радіолокації розсіювання електромагнітної енергії гідрометеорними частками утворить відбитий сигнал. Дійсно, частина енергії сигналу, випромінюваного РЛС, досягає метеоцілі і розсіюється (перевипромінюється) її частинками у всіх напрямках. Енергія, що розсіює ціль у зворотному напрямку, утворить відбитий сигнал.

***Ослаблення*** енергії електромагнітних хвиль гідрометеорними частками, знижує дальність дії метеорологічних РЛС але дозволяє ***одержати інформацію*** про такі важливі характеристики метеоцілей як ***водність хмар і інтенсивність опадів***.

***Зміна швидкості*** поширення електромагнітних хвиль в атмосфері може також істотно вплинути на одержання радіолокаційної метеорологічної інформації. Зміна швидкості при одних метеоумовах може

збільшувати дальність дії РЛС, а при інших зменшувати.

Розглянемо процес ослаблення радіохвиль.

***Ослаблення в газах атмосфери*** при поширенні електромагнітних хвиль має місце внаслідок поглинання і розсіювання енергії хвиль молекулами. У діапазоні хвиль, використовуваному в метеорологічній радіолокації, довжина хвиль більше розмірів молекул, тому ефект розсіювання дуже малий і можна розглядати тільки ефект поглинання.

Із газів атмосфери найбільш сильно поглинають електромагнітну енергію кисень і водяна пара. Причина цього полягає в наступному. Молекули цих газів мають яскраво виражений дипольний характер. Вплив електромагнітного поля, завдяки цьому, викликає їх змушені коливання. Енергія електромагнітного поля витрачається на здійснення цих коливань. Молекули кисню взаємодіють із магнітною складовою електромагнітного поля, молекули водяної пари – з електричною.

Втрати електромагнітної енергії в газах атмосфери враховуються за допомогою питомих коефіцієнтів поглинання киснем ($\gamma_k$) та водяною парою ($\gamma_{ВП}$). Ці коефіцієнти характеризують поглинання електромагнітної енергії на одиниці відстані і виражаються в дБ/км. Сумарний питомий коефіцієнт поглинання в газах визначається співвідношенням

$$\gamma_{\Sigma Г} = \gamma_k + \gamma_{ВП}. \qquad (4.15)$$

Ослаблювальні властивості кисню залежать від тиску і температури. Зі зниженням температури – поглинання киснем зростає. Так, при температурі –40°С воно на 78% більше ніж при 20°С. Ослаблення водяною парою пропорційно до питомої вологості повітря і також зростає із зниженням температури (при температурі –40°С поглинання на 20–45% більше ніж при 20°С).

Поглинання електромагнітної енергії киснем і водяною парою залежить від довжини електромагнітних хвиль (рис. 4.8). Ці залежності отримані при температурі 20°С біля поверхні Землі. Аналіз показує, що у кисню і у водяної пари є області довжин хвиль (частот), де поглинання велике за рахунок резонансних явищ. У кисню ці області лежать поблизу довжин хвиль 0,25 і 0,5 см, де $\gamma_k$ відповідно дорівнюють 3 і 14 дБ/км. Резонансне поглинання у водяної пари спостерігається на хвилях 0,16 і 1,35 см. На цих довжинах хвиль при питомій вологості $q$=7,5 г/м$^3$ коефіцієнт поглинання дорівнює 20 і 0,2 дБ/км відповідно.

***Ослаблення електромагнітної енергії*** гідрометеорними частками при поширенні електромагнітних хвиль відбувається за такими чинниками. Електромагнітні хвилі збуджують у гідрометеорних частках змінні струми із частотою хвиль. Частка завдяки цьому стає джерелом випромінювання



(вторинне випромінювання) і випромінює електромагнітні хвилі у всіх напрямках. Таким чином, енергія прихожої (падаючої) хвилі витрачається на створення вторинного випромінювання. Відбувається розсіювання електромагнітної енергії падаючої хвилі. Поряд із цим частина енергії струмів, збуджених у частинці прихожою хвилею, витрачається на створення в ній тепла.

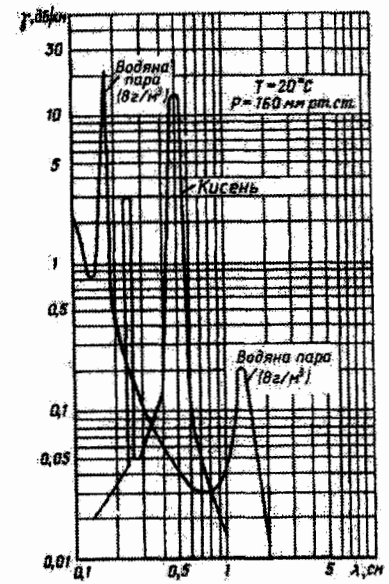



Рис. 4.8 – Залежність питомих коефіцієнтів поглинання кисню і водяної пари від довжини електромагнітної хвилі

Відбувається незворотний перехід електромагнітної енергії падаючої хвилі в теплову енергію, тобто відбувається поглинання електромагнітної енергії.

Як міру поглинання і розсіювання електромагнітної енергії часткою беруть ефективну площу поглинання частинки ($\sigma_{пі}$) і ефективну площу повного розсіювання ($\sigma_{рі}$).

Під ефективною площею поглинання частки розуміється площа помножена на щільність потоку потужності падаючої хвилі, яка дає потужність, поглинену частинкою:

$$\sigma_{Пі} = P_П / S, \qquad (4.16)$$

де $P_n$ – потужність, поглинена часткою;

$S$ – щільність потоку потужності падаючої хвилі.

Щільність потоку рівномірно випромінюваної потужності в деякій точці, віддаленій від випромінювача на відстань R, є потужністю на одиницю поверхні сфери радіуса R. Таким чином

$$S = P_u /(4\pi R^2), \tag{4.17}$$

де $P_u$ – випромінювана потужність.

Під ефективною площею повного розсіювання частки розуміють площу помножену на щільність потоку потужності падаючої хвилі, що дає потужність, розсіяну часткою:

$$\sigma_{pi} = P_p / S\ , \tag{4.18}$$

де $P_p$ – потужність, розсіяна часткою.

Для визначення втрат потужності електромагнітної хвилі внаслідок ослаблення електромагнітної енергії гідрометеорними частками використовують питомі коефіцієнти поглинання і повного розсіювання в дБ/км. Вони визначають втрати потужності електромагнітної хвилі за рахунок поглинання і розсіювання гідрометеорними частками на шляху в 1 км.

Ефективні площі поглинання і розсіювання часток істотно залежать від їх форми, розмірів, агрегатного стану і довжини електромагнітної хвилі.

Ослаблення електромагнітних хвиль у полідисперсних гідрометеорних утвореннях (хмари і опади) зручно на практиці пов'язувати з інтенсивністю опадів і водністю хмар.

Для типових законів розподілу краплі в дощах різної інтенсивності питомий коефіцієнт ослаблення визначають за допомогою емпіричної формули:

$$\gamma = \beta I^{\alpha}\ , \tag{4.19}$$

де $\gamma$ виражено в дБ/км, а $I$ у мм/год.

Значення коефіцієнтів $\beta$ і $\alpha$ для різних хвиль при температурі 18°С наведені в табл. 4.1.

Таблиця 4.1 – Значення коефіцієнтів $\beta$ і $\alpha$ для різних довжин хвиль при температурі 18°С

| λ, см | 0,096 | 0,20 | 0,43 | 0,62 | 0,90 | 1,24 | 1,8 | 3,2 | 5,6 | 10,0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| β | 1,53 | 1,24 | 1,08 | 0,37 | 0,22 | 0,12 | 0,045 | 0,007 | 0,002 | 0,0003 |
| α | 0,538 | 0,692 | 0,71 | 1,0 | 1,0 | 1,05 | 1,14 | 1,31 | 1,17 | 1,0 |

На рис. 4.9 наведена залежність питомого коефіцієнта ослаблення $\gamma$



від довжини хвилі при різній інтенсивності дощу і температурі 18°С (суцільні лінії). Для визначення коефіцієнтів ослаблення при інших температурах вводять поправкові коефіцієнти, що наводяться у таблицях.

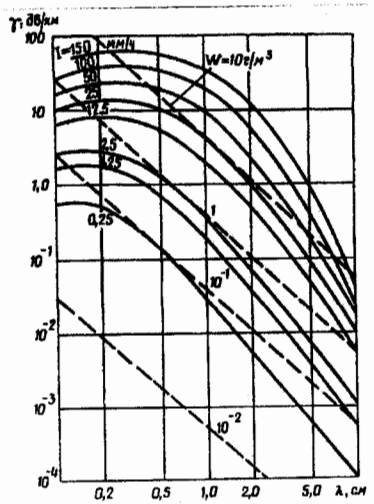



Рис. 4.9 – Залежність питомого коефіцієнта ослаблення електромагнітних хвиль від їх довжини при різній інтенсивності дощу з розподілом крапель по Маршаллу–Пальмеру і у хмарах з різною водністю при температурі 18°С

Ослаблення електромагнітної енергії в хмарах можна розрахувати, користуючись водністю, що визначається співвідношенням

$$w = \frac{\pi\rho 10^{-3}}{6}\int_{d_{\min}}^{d_{\max}} N(d_i)\, d_i^3\, d(d_i), \tag{4.20}$$

де $d_i$ – діаметр часток;

$d_{max}$, $d_{min}$ – максимальний і мінімальний діаметри часток;

$N(d_i)$ – функція розподілу часток в одиниці об'єму повітря по діаметрах;

$\rho$ – густина речовини часток (для рідинно-крапельних хмар $\rho=1$).

Для рідинно-крапельних хмар питомий коефіцієнт ослаблення виражається через водність наступним співвідношенням:

$$\gamma = 0{,}438\frac{w}{\lambda^2}. \tag{4.21}$$

Залежність $\gamma$ від довжини хвилі при різній водності $w$ хмар наведена на рис. 4.9 (штрихові лінії).

Ослаблення в граді і снігу буде всього кілька відсотків ослаблення в дощі тієї ж інтенсивності.

Ослаблення енергії електромагнітних хвиль знижує дальність дії радіолокаційних станцій. Нехай потужність сигналу, що відбився від метеоцілі і надійшов до РЛС, при відсутності ослаблення, дорівнює $P_0$. Тоді потужність відбитого сигналу, який надійшов до РЛС при наявності ослаблення, визначиться співвідношенням

$$P = P_0 10^{-0{,}2\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR}, \qquad (4.22)$$

де $R$ – відстань від РЛС до цілі;

$\gamma_\Sigma(R)$ – сумарний коефіцієнт ослаблення $\gamma_\Sigma(R) = \gamma_k + \gamma_{хм} + \gamma_{оп}$;

$\gamma_{хм}$, $\gamma_{оп}$ – коефіцієнти ослаблення в хмарах і опадах відповідно.

Величина множника $K_{осл} = 10^{-0{,}2\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR}$ (множник ослаблення), входить як поправочний коефіцієнт у рівняння, що визначають дальність дії РЛС. Величина його при певних метеоумовах (опади великої інтенсивності, хмари з великою водністю) може бути істотно менше одиниці. Для систем радіозв'язку значення цього коефіцієнта – $K_{осл} = 10^{-0{,}1\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR}$.

Множник 0,2, в показнику ступеня $K$ стосовно до радіолокаційних задач, враховує, що електромагнітні хвилі проходять відстань $R$ двічі (до цілі і зворотно).

Незважаючи на негативний ефект, обмеження дальності дії, ослаблення електромагнітних хвиль дозволяє визначати водність хмар і інтенсивність опадів. Вимірюючи величину ослаблення і використовуючи зв'язок питомого коефіцієнта ослаблення з водністю і інтенсивністю, можна визначити $w$ і $I$.

Крім того, розсіювання електромагнітної хвилі гідрометеорними частками, поряд з негативним ефектом ослаблення, приводить до формування відбитого сигналу, що несе інформацію про метеоцілі. Цей сигнал формується за рахунок енергії, розсіяної в напрямку на РЛС. Кількість цієї енергії характеризується ефективною площею зворотного розсіювання часток.

Під ефективною площею зворотного розсіювання (відбиття) частки розуміють деяку перпендикулярну до радіопроменя площадку $\sigma_0$, яка рівномірно розсіює в усі сторони, падаючу на неї від РЛС потужність,



створює в точці прийому ту ж щільність потоку потужності, що і реальна частка.

Відповідно до теорії Мі величина ефективної площі зворотного розсіювання сферичної частки, розміри якої задовольняють умову $\frac{\pi d}{\lambda} = 1$, виражається формулою:

$$\sigma_0 = \frac{\pi^5 d^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.23)$$

Другим ефектом взаємодії електромагнітних хвиль з атмосферою є ***зміна швидкості поширення***. Відповідно до теорії електромагнітного поля швидкість поширення електромагнітних хвиль у будь-якому середовищі визначається співвідношенням

$$v = c/n, \qquad (4.24)$$

де $c$ – швидкість поширення електромагнітних хвиль у вакуумі.

Коефіцієнт заломлення $n$ залежить від метеопараметрів – температури, тиску, питомої вологості. А метеопараметри у свою чергу змінюються з висотою. Наслідком цього є відмінність від нуля вертикального градієнта коефіцієнта заломлення $dn/dH$. У свою чергу, наявність вертикального градієнта коефіцієнта заломлення призводить до явища радіорефракції – явища скривлення траєкторії поширення електромагнітних хвиль.

Розглянемо фізичну картину цього явища. Припустимо, є неоднорідне середовище з різними діелектричними проникностями $\varepsilon_1$, і $\varepsilon_2$ (рис. 4.10), при цьому $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$. Розглянемо положення фронту електромагнітної хвилі у два моменти часу $t_1$ і $t_2$. Нехай у момент $t_1$ фронт має положення, зазначене на рис. 4.10. У момент $t_2$ відбудеться нахил фронту, тому що швидкість поширення електромагнітної хвилі в середовищі з $\varepsilon_2$ буде більше (якщо $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$, то $n_1 = \sqrt{\varepsilon_1} > n_2 = \sqrt{\varepsilon_2}$).

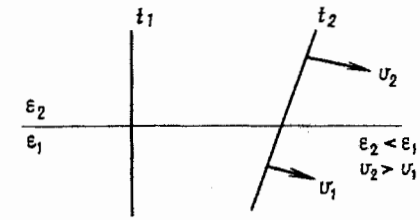



Рис. 4.10 – Пояснення явища рефракції

Наслідком нахилу фронту буде зміна напрямку поширення електромагнітної хвилі (напрямок поширення завжди перпендикулярний фронту хвилі).

Явище рефракції може бути джерелом помилок визначення кутових координат і зміни дальності дії РЛС.

Розглянемо різні види рефракції радіохвиль і відповідні значення градієнта коефіцієнта заломлення *dn/dH*.

Залежно від характеру скривлення траєкторії радіохвиль (характеру скривлення радіопроменя) розрізняють три основних типи рефракції (рис. 4.11, табл. 4.2) – *негативну*, *нульову*, *позитивну*.

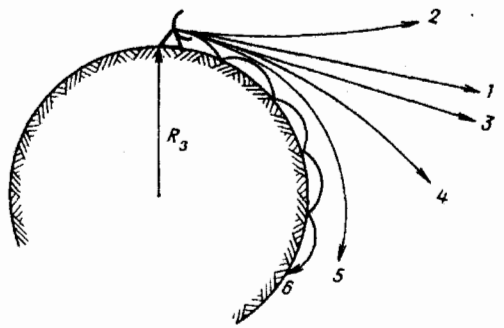



Рис. 4.11 – Траєкторії поширення радіохвиль при різних типах рефракції:
1 – нульова рефракція; 2 – негативна; 3 – нормальна (стандартна);
4 – підвищена; 5 – критична; 6 – надрефракція

Таблиця 4.2 – Значення градієнтів коефіцієнта заломлення при різних типах рефракції

| Тип рефракції | Значення градієнта d*n*/d [1/м] |
|---|---|
| Негативна | > 0 |
| Нульова | 0 |
| Позитивна: | |
| знижена | від 0 до $-4 \cdot 10^{-8}$ |
| нормальна | $-4 \cdot 10^{-8}$ |
| підвищена | від $-4 \cdot 10^{-8}$ до $-15{,}7 \cdot 10^{-8}$ |
| критична | $-15{,}7 \cdot 10^{-8}$ |
| надрефракція | < $-15{,}7 \cdot 10^{-8}$ |



При негативній рефракції радіопромінь виходить в космічний простір.

При нульовій рефракції (нульове значення градієнта коефіцієнта заломлення) радіопромінь залишається прямолінійним. Дальність радіолокаційного спостереження при нульовій рефракції визначається формулою

$$R = 3.58\left(\sqrt{H} + \sqrt{h}\right), \tag{4.25}$$

де $R$ – дальність радіолокаційного спостереження, км;

$H$, $h$ – висота цілі і антени РЛС відповідно, м.

При нормальній рефракції дальність радіолокаційного спостереження визначається формулою

$$R = 4.12\left(\sqrt{H} + \sqrt{h}\right). \tag{4.26}$$

При критичній рефракції радіус кривизни радіопроменя, направленого уздовж земної поверхні, дорівнює радіусу Землі і промінь огинає земну кулю.

При значенні $dn/d < -15{,}7 \cdot 10^{-8}$ [1/м] виникає надрефракція. Радіус кривизни радіопроменя менше радіуса земної кулі, внаслідок чого промінь має багаторазове відбиття від земної поверхні. Критична рефракція і надрефракція характеризуються наддалеким поширенням радіохвиль, що пов'язане з утворенням атмосферних хвильоводів.

### 4.2.3 Основне рівняння радіолокації метеоцілей

Основне рівняння радіолокації метеоцілей визначає залежність потужності сигналу, що надійшов до РЛС, від технічних параметрів станції, дальності до цілі, її мікрофізичної структури, умов поширення радіохвиль.

Виведемо основне рівняння радіолокації метеоцілей. Для цього визначимо значення потужності сигналу, що надійшов до РЛС від однієї гідрометеорної частки.

Нехай РЛС випромінює імпульс електромагнітної енергії тривалістю $\tau_i$ і імпульсною потужністю $P_i$, Виділимо в метеоцілі *i-y* гідрометеорну частку $A$ з діаметром $d_i$, віддалену від РЛС на відстань $R$ (рис. 4.12). Визначимо потужність сигналу, відбитого від цієї частки і прийнятого РЛС.

Потужність сигналу, відбитого часткою $A$, буде дорівнювати добутку щільності потоку потужності зондувального сигналу в точці $A$ на ефективну площу відбиття частки

$$P_{відб} = S\sigma_{0i}, \tag{4.27}$$

де $S$ – щільність потоку потужності зондувального сигналу РЛС у точці розташування частки;

$\sigma_{0i}$ – ефективна відбивна поверхня частки з діаметром $di$.

Відповідно до формули (4.23)

$$\sigma_{0i} = \frac{\pi^5 d^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.28)$$

Якщо РЛС випромінює потужність рівномірно (ізотропно) в усі сторони, то значення $S$ має вираз

$$S = \frac{P_i}{4\pi R^2}. \qquad (4.29)$$

Оскільки антена РЛС випромінює тільки в тілесному куті, обумовленому шириною діаграми направленості в площині кута місця і азимутальній площині, то

$$S = \frac{P_i G}{4\pi R^2}, \qquad (4.30)$$

де $G$ – коефіцієнт направленої дії антени РЛС.

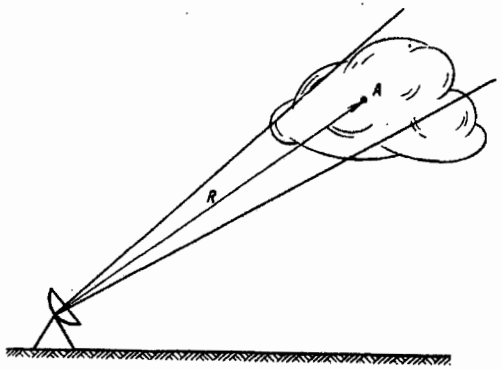



Рис. 4.12 – Ілюстрація щодо виводу формули потужності сигналу, який відбивається гідрометеорною часткою

Враховуючи (4.23) і (4.30) одержимо

$$P_{відб} = \frac{P_i G}{4\pi R^2}\frac{\pi^5 d_i^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.31)$$



Щоб визначити потужність сигналу, що надійшов до РЛС від цієї частки, необхідно щільність потоку потужності відбитого сигналу в точці розташування РЛС помножити на ефективну площу антени (апертуру)

$$P_{прі} = S_{вх} A, \qquad (4.32)$$

де $P_{пр}$ – потужність сигналу, що надійшов до РЛС від $i$-й частки;

$S_{вх}$ – щільність потоку потужності сигналу, відбитого часткою, на вході РЛС;

$A$ – ефективна площа антени.

Звідси $S_{вх}$ визначається виразом

$$S_{вх} = \frac{P_{відб}}{4\pi R^2}. \qquad (4.33)$$

Враховуючи формулу (4.31) маємо

$$S_{вх} = \frac{P_i G}{16\pi^2 R^4}\frac{\pi^5 d_i^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2, \qquad (4.34)$$

тоді

$$P_{пр} = S_{вх} A = \frac{P_i G}{16\pi^2 R^4}\frac{\pi^5 d_i^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.35)$$

Враховуючи, що $A = G\lambda^2/(4\pi)$, одержимо

$$P_{пр} = \frac{P_i G^2}{64 R^4}\frac{\pi^2 d_i^6}{\lambda^2}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.36)$$

Метеоціль складається з безлічі гідрометеорних часток різних діаметрів, що відбивають електромагнітну енергію. Але не всі вони одночасно беруть участь у створенні відбитого сигналу. Відомо, що в утворенні відбитого сигналу одночасно беруть участь тільки частки, що знаходяться усередині імпульсного (розрізняльного) об'єму РЛС. Величина цього об'єму відома і дорівнює

$$V = \frac{\pi c \tau_i}{8} R^2 \theta. \qquad (4.37)$$

Щоб визначити потужність сигналу, що надійшов до РЛС від часток в цьому об'ємі, визначимо спочатку потужність сигналу, що надійшов від часток в одиничному об'ємі метеоцілі.

Нехай в одиничному об'ємі метеоцілі існує сукупність часток з діаметром від $d_1$ до $d_m$. Причому, у цьому об'ємі є $N(d_1)$ часток з діаметром $d_1$, $N(d_2)$ часток з діаметром $d_2$ і так далі, тобто концентрація часток різних діаметрів описується функцією розподілу їх по розмірах $N(d_i)$.

Потужність сигналу, що прийнятий від всіх часток даного $d_i$ діаметра, буде дорівнювати сумі потужностей сигналів, що надійшли від кожної із часток

$$P_{npN(d_i)} = N(d_i)P_{np} = N(d_i)\left[\frac{P_i G^2}{64R^4}\frac{\pi^2 d_i^6}{\lambda^2}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2\right]. \qquad (4.38)$$

Потужність, що надійшла від всіх часток в одиничному об'ємі, визначиться виразом

$$P_{np\Sigma N(d_i)} = \sum_{d_i} P_{npN(d_i)} = \frac{P_i G^2}{64R^4}\frac{\pi^2}{\lambda^2}\sum_{d_i} N(d_i)d_i^6\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.39)$$

Очевидно, що потужність сигналу, який надійшов до РЛС від метеоцілі, може бути знайдений наступним чином:

$$P_{np} = P_{np\Sigma N(d_i)}V. \qquad (4.40)$$

Підставивши в вираз значення $P_{np\Sigma N(d_i)}$ і перетворивши, одержимо

$$P_{np} = \frac{\pi^3 P_i G^2 \theta^2 c\tau_i}{512R^2\lambda^2}\sum_{d_i} N(d_i)d_i^6\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2. \qquad (4.41)$$

Отриманий вираз для потужності відбитого від метеоцілі сигналу справедливий, якщо знехтувати впливом загасання електромагнітної енергії при її поширенні і вважати, що метеоціль повністю заповнює діаграму направленості в площині кута місця і азимутальній площині.

В дійсності загасання електромагнітної енергії (особливо при локації на великі відстані) може виявитися значним, а метеоціль буде заповнювати діаграму направленості частково (рис. 4.13). Вплив часткового заповнення діаграми направленості враховується за допомогою коефіцієнта заповнення $K_З$, що змінюється від 0 до 1, а вплив загасання – множником ослаблення $K_{осл} = 10^{-0{,}2\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR}$.

З урахуванням цих коефіцієнтів основне рівняння радіолокації буде мати наступний вигляд:



$$P_{np} = \frac{\pi^3 P_i G^2 \theta^2 c\tau_i}{512R^2\lambda^2}\sum_{d_i} N(d_i)d_i^6\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 K_З 10^{-0{,}2\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR}. \qquad (4.42)$$

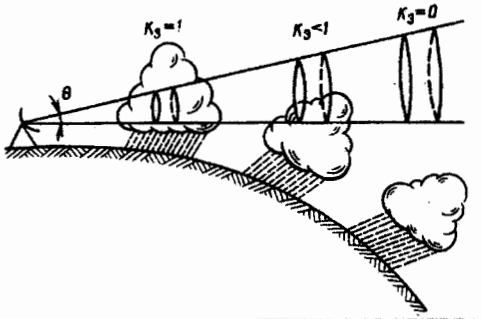



Рис. 4.13 – Ілюстрація щодо визначення коефіцієнта заповнення $K_З$

Отримана формула показує залежність потужності сигналу, що надійшов до РЛС:

– від технічних параметрів станції $P_i$, $\tau_i$, $G$, $\theta$, $\lambda$;

– від мікрофізичної структури метеоцілі (через множник $\sum_{d_i} N(d_i)d_i^6\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2$);

– від водності хмар і інтенсивності опадів (через значення $\gamma_{хмар}=0{,}438w/\lambda^2$ і $\gamma_{oc}=\beta I^\alpha$, які входять в $\gamma_\Sigma(R)$ показника ступеня коефіцієнта ослаблення).

Отже, при відомих технічних параметрах РЛС потужність сигналу від метеоцілі є інформаційним параметром про мікрофізичну структуру хмар, опадів, їх водності і інтенсивності.

Основне рівняння радіолокації можна записати в компактному вигляді:

$$P_{np} = \Pi R^{-2} Z K_З 10^{-0{,}2\int_0^R \gamma_\Sigma(R)dR} \qquad (4.43)$$

де $\Pi = \frac{\pi^3 P_i G^2 \theta^2 c\tau_i}{512\lambda^2}$ – потенціал метеорологічної РЛС;

$Z = \sum_{d_i} N(d_i)d_i^6\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2$ – відбивна здатність метеоцілі, що обумовлена

її мікрофізичною структурою.

Потужність сигналу, що надійшов до РЛС, пропорційна потенціалу РЛС і відбивній здатності метеоцілі. Відбивна здатність метеоцілей залежить від розмірів гідрометеорних часток, що утворюють ціль (пропорційна 6-му ступеню діаметра часток).

Відбивна здатність пропорційна $\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2$ множнику, значення якого визначає агрегатний стан (фазу) гідрометеорних часток, що утворюють метеоціль. Множник для води дорівнює 0,96, для крижаних часток – 0,16. Отже, відбивна здатність водяних часток у шість разів більше, ніж крижаних. Але із-за того, що геометричні розміри крижаних часток значно більше водяних, відбивна здатність крижаних хмар буде більше. На практиці хмари пір'ясті (*Ci*) та високошаруваті (*As*) виявляються метеорологічними РЛС краще, ніж висококупчасті (*Ac*).

Неоднозначна залежність $Z$ утрудняє розпізнавання типу хмарності за значенням відбивної здатності. Тому, для надійності розпізнавання необхідно брати додаткові інформативні ознаки.

Значення потужності сигналу, що приймається, у значному ступені залежить від умов поширення.

Вплив загасання радіохвиль на величину потужності прийнятого сигналу може бути значним. Наприклад для хвиль довжиною 0,8 см і 3 см коефіцієнти загасання в газах складуть:

для $\lambda$=0,8 см – $\gamma_Г=\gamma_K+\gamma_{вп}$= 0,06 дБ/км;

для $\lambda$=3 см – $\gamma_Г=\gamma_K+\gamma_{вп}$ = 0,01 дБ/км.

Тоді коефіцієнти ослаблення $K$ для цих довжин хвиль, при відстані цілі на 50 км від РЛС, складають відповідно 0,35 і 0,8.

Таким чином, ослаблення тільки за рахунок поглинання в газах складає для $\lambda$=0,8 см – 65% і для $\lambda$=3 см – 20%.

Сильно впливають хмари і опади, що є на трасі поширення радіохвиль і розташовані між РЛС і метеоціллю, на зменшення потужності прийнятого від метеоцілі сигналу. Наприклад, якщо довжина хмар і опадів, що екранують метеоціль, складає 50 км, а їх водність $w$=1 г/м$^3$ і інтенсивність $I$=1 мм/год, то ослаблення в хмарах буде складати 78% для $\lambda$=0,8 см і 11% для $\lambda$=3 см.

Ослаблення в дощі складає 44% для $\lambda$=0,8 см і 4% для $\lambda$=3 см.

Отже, ослаблення потужності сигналу в міліметровому діапазоні хвиль ($\lambda$=0,8 см) досить велике.

Закон розподілу часток по розмірах у хмарах і опадах носить виражений регіональний характер. Тому зв'язок між радіолокаційною відбиваністю дощу та його інтенсивністю і між радіолокаційною відбиваністю хмар та їх водністю для різних районів буде різним. Так, для



помірних широт відповідними до експериментальних даних є наступні залежності:

для дощу

$$Z = 200\, I_Д^{1.6}, \tag{4.44}$$

для снігу

$$Z = 2000\, I_{сн}^{2}, \tag{4.45}$$

для хмар з $d \le 29$ мкм і $w \le 1{,}3$ г/м$^3$

$$Z = 0{,}048\, W^2, \tag{4.46}$$

де $I_Д$ – інтенсивність дощу, мм/год,

$I_{сн}$ – інтенсивність снігопаду, перелічена на воду, мм/год,

$W$ – водність хмар, г/м$^3$.

### 4.2.4 Радіолокаційне дослідження навколишнього середовища імпульсними РЛС

***Вимір інтенсивності опадів і водності хмар за даними радіолокаційних спостережень.*** Радіолокаційна відбиваність хмар і опадів

$$Z = \int_{d_{i\min}}^{d_{i\max}} N(d_i) d_i^6 d(d_i) \tag{4.47}$$

залежить від розподілу часток $N(d_i)$ і від їх розмірів [5].

Від цих же факторів залежать такі метеорологічні параметри, як водність хмар

$$W = \frac{\pi}{6}\rho \int_{d_{i\min}}^{d_{i\max}} N(d_i) d_i^3 d(d_i)$$

і інтенсивність дощу

$$I = \frac{\pi}{6}\rho \int_{d_{i\min}}^{d_{i\max}} N(d_i) d_i^3 v(d_i) d(d_i),$$

де $\rho$ – щільність гідрометеорних часток;

$v(d_i)=Cd^{\beta}{}_i+u$ – швидкість падіння краплі у поверхні Землі, де $C$ – стала;

$\beta=1$; $\beta=0{,}78$; і $\beta=0{,}5$ для крапель відповідно діаметром 0,2-1,2 мм, 0,4-3,4 мм і 0,8-5 мм,

$u$ – вертикальна складова швидкості вітру.

Таким чином, метеорологічні параметри – водність $w$ і інтенсивність

опадів $I$ – пов'язані з радіолокаційною відбиваністю функціональними залежностями. Вимірюючи відбиваність $Z$ атмосферних утворень за допомогою цих залежностей можна розрахувати метеорологічні параметри $w$ і $I$.

Однак функціональний зв'язок між величинами $Z$, $I$, $w$ можна встановити тільки тоді, коли відомий закон розподілу дощових і хмарних крапель по розмірах, а також швидкість падіння дощових крапель.

Аналіз спектрів розмірів краплі хмар і дощів указує на їх велику мінливість.

Тому на практиці використовують емпіричні формули:

$$Z=A\,I^{b}, \tag{4.48}$$

$$Z=A_0\,w^{b_0}, \tag{4.49}$$

де $Z$ вимірюють в мм$^6$/м$^3$; $w$ – у г/м$^3$ і $I$ – у мм/год.

Коефіцієнти $A_0$ і $b_0$ у формулі (4.49) мають наступні значення: для хмар з розмірами крапель $d_i \le 30$ мкм і водністю $0 \le w \le 1{,}3$ г/м$^3$ $A_0=0{,}048$ і $b_0=2$; для великих частинок у шаруватих хмарах $A_0=1380$ і $b_0=1{,}07$; для дощових крапель $A_0=5{,}3\cdot10^3$ та $b_0=1{,}82$.

Параметри $A$ та $b$ для інтенсивних дощів у діапазоні хвиль 10...2 см лежать у межах $9 \le A \le 2000$ і $1{,}3 \le b \le 2{,}1$.

Помірним широтам відповідають значення $A=2000$ і $b=2$ для снігопаду та $A=209$ і $b=1{,}69$ для дощу.

*Метод* вимірювання $I$ і $w$ з використанням співвідношень (4.48) і (4.49) полягає у вимірюванні, за допомогою МРЛ, значення $Z$ та визначення за формулою $I$ і $w$. Але, великий розкид параметрів $A_0$, $b_0$, b і $A$ значно знижує точність радіолокаційного методу вимірювання $I$ і $w$.

*Інший метод* вимірювання інтенсивності опадів полягає у вимірюванні ослаблення радіохвиль у дощі, що пов'язане з інтенсивністю формулою

$$\gamma_0 = \beta\, I^{\alpha}. \tag{4.50}$$

Параметри $\beta$ і $\alpha$ змінюються в більш вузьких межах, чим $A$ та $b$ у формулі (4.48), що дає можливість виконувати вимірювання $I$ з більш високою точністю.

Метод вимірювання ослаблення радіохвиль заснований на порівнянні середньої потужності відбитих сигналів РЛС, яка працює на двох довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$. При цьому діапазони хвиль вибирають так, щоб їх ослаблення в дощах помітно розрізнялося. Даний метод вимірювання інтенсивності дощів зручно використовувати в метеорологічних радіолокаційних двохвильових станціях МРЛ-1 і МРЛ-5, наявних в



мережі.

Розглянемо детальніше даний метод.

Вимірюємо потужності сигналів, відбитих краплями дощу у двох імпульсних об'ємах, що знаходяться на відстані $R_2$ і $R_1$ (рис. 4.14).

Потужність відбитого сигналу від імпульсного об'єму, що знаходиться на відстані $R_1$:

$$P_{пр11} = П_1 Z_{11} R_1^{-2} K_3 K_{ос11}; \tag{4.51}$$

$$P_{пр12} = П_2 Z_{12} R_1^{-2} K_3 K_{ос12}; \tag{4.52}$$

де $P_{пр11}$, $P_{пр12}$ – потужності сигналів від першого імпульсного об'єму на довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$ відповідно;

$П_1$, $П_2$ – потенціали РЛС на довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$,

$Z_{11}$, $Z_{12}$ – радіолокаційні відбивні здатності дощових крапель у першому імпульсному об'ємі на довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$ відповідно;

$K_{ос11}$, $K_{ос12}$ – коефіцієнти ослаблення відбитого сигналу від першого імпульсного об'єму на довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$ відповідно.

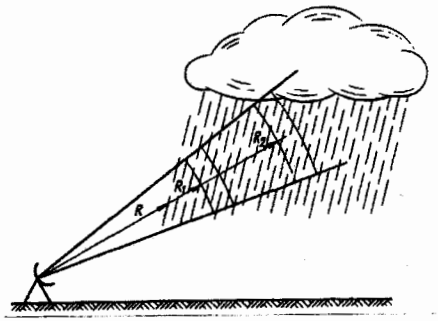



Рис. 4.14 – Вимірювання інтенсивності опадів радіолокаційним методом на двох довжинах хвиль

Для сигналу, відбитого від другого імпульсного об'єму, аналогічно запишемо:

$$P_{пр21} = П_1 Z_{21} R_2^{-2} K_3 K_{ос21}; \tag{4.53}$$

$$P_{пр22} = П_2 Z_{22} R_2^{-2} K_3 K_{ос22}; \tag{4.54}$$

Значення коефіцієнтів ослаблення $K_{ос11}$, $K_{ос12}$, $K_{ос21}$, $K_{ос22}$ визначаються за формулами:

$$K_{oc11} = 10^{-0,2\left[\int_0^{R_1}\gamma_{\Gamma_1}dR+\int_R^{R_1}\gamma_{Д_1}dR+\int_R^{R_1}\gamma_{хмар1}dR\right]}, \quad (4.55)$$

$$K_{oc12} = 10^{-0,2\left[\int_0^{R_1}\gamma_{\Gamma_2}dR+\int_R^{R_1}\gamma_{Д_2}dR+\int_R^{R_1}\gamma_{хмар2}dR\right]}, \quad (4.56)$$

$$K_{oc21} = 10^{-0,2\left[\int_0^{R_2}\gamma_{\Gamma_1}dR+\int_R^{R_2}\gamma_{Д_1}dR+\int_R^{R_2}\gamma_{хмар1}dR\right]}, \quad (4.57)$$

$$K_{oc12} = 10^{-0,2\left[\int_0^{R_2}\gamma_{\Gamma_2}dR+\int_R^{R_2}\gamma_{Д_2}dR+\int_R^{R_2}\gamma_{хмар2}dR\right]}, \quad 4.58)$$

де $\gamma_{\Gamma 1}$, $\gamma_{\Gamma 2}$, $\gamma_{Д1}$, $\gamma_{Д2}$, $\gamma_{хмар1}$, $\gamma_{хмар2}$ – коефіцієнти питомого ослаблення радіохвиль у газах атмосфери, дощі і хмарах на хвилях $\lambda_1$ і $\lambda_2$ відповідно;

$R$ – похила дальність до ближньої межі зон опадів (рис. 4.14).

Знайдемо відношення $P_{пр11}/P_{пр12}$ і $P_{пр21}/P_{пр22}$. Якщо питомі коефіцієнти поглинання не залежать від дальності $R$, одержимо:

$$\frac{P_{пр11}}{P_{пр12}} = \frac{Z_{11}R_2^2}{Z_{12}R_1^2}10^{-0,2\gamma_{\Sigma 1}(R_2-R_1)}, \quad (4.59)$$

$$\frac{P_{пр21}}{P_{пр22}} = \frac{Z_{21}R_2^2}{Z_{22}R_1^2}10^{-0,2\gamma_{\Sigma 2}(R_2-R_1)}, \quad (4.60)$$

де $\gamma_{\Sigma 1}=\gamma_{\Gamma 1}+\gamma_{Д1}+\gamma_{хмар1}$, $\gamma_{\Sigma 2}=\gamma_{\Gamma 1}+\gamma_{Д1}+\gamma_{хмар2}$ – сумарні коефіцієнти поглинання радіохвиль на довжинах хвиль $\lambda_1$ і $\lambda_2$.

Позначимо $P_{пр11}/P_{пр12}=P_1$, $P_{пр21}/P_{пр22}=P_2$, логарифмуючи, одержимо

$$\lg P_1 = \lg\frac{Z_{11}R_2^2}{Z_{12}R_1^2} - 0,2\gamma_{\Sigma 1}(R_2-R_1), \quad (4.61)$$

$$\lg P_2 = \lg\frac{Z_{21}R_2^2}{Z_{22}R_1^2} - 0,2\gamma_{\Sigma 2}(R_2-R_1), \quad (4.62)$$

Якщо вважати, що ослаблення радіохвиль на довжині хвилі $\lambda_2$ істотно



менше ніж на $\lambda_1$, то маємо $\gamma_{\Sigma 1} >> \gamma_{\Sigma 2}$.

Віднімемо з (4.61) вираз (4.62) і, нехтуючи значенням $0,2\gamma_{\Sigma 2}(R_2 - R_1)$ у порівнянні із значенням $0,2\gamma_{\Sigma 1}(R_2 - R_1)$, одержимо

$$0,2\gamma_{\Sigma 1}(R_2-R_1) = \lg\frac{P_2}{P_1} + \lg\frac{Z_{11}Z_{22}}{Z_{12}Z_{21}}. \quad (4.63)$$

Перейдемо до децибелів і, використовуючи вираз (4.63) відносно $\gamma$, одержимо

$$\gamma_{\Sigma 1} = \frac{10\lg\frac{P_2}{P_1} + 10\lg\frac{Z_{11}Z_{22}}{Z_{12}Z_{21}}}{2(R_2-R_1)}. \quad (4.64)$$

Розкриваючи значення $\gamma_{\Sigma 1}$ і використовуючи (4.50), знайдемо

$$I = \left\{\frac{1}{\beta}\left[\frac{\xi_P - \xi_Z}{2(R_2-R_1)} - (\gamma_{\Gamma 1}+\gamma_{хмар1})\right]\right\}^{\frac{1}{\alpha}}, \quad (4.65)$$

де $-\xi_P = 10\lg\frac{P_{пр21}P_{пр12}}{P_{пр22}P_{пр11}}$, $\xi_Z = 10\lg\frac{P_{пр11}P_{пр22}}{P_{пр12}P_{пр21}}$.

За допомогою формули (4.65) можна знайти середню інтенсивність дощу, якщо відомі відношення потужностей відбитих сигналів, коефіцієнти ослаблення радіохвиль у газах і хмарах на довжині хвилі, яка має більше ослаблення.

Одну із хвиль РЛС вибирають в діапазоні 3-6 см або 10 см, іншу, відповідно, у міліметровому діапазоні або в діапазоні 3-6 см. Для хвиль довжиною 0,8 см і 3 см вимірювання проводять при $(R_2 - R_1) \approx 10$ км.

Вимірювання потужності радіолуни з точністю 1,5 дБ на хвилях $\lambda_1$=0,34 см і $\lambda_2$=3 см при $(R_2-R_1) \approx 3$ км забезпечує визначення майже всіх значень $I$, що зустрічаються в природі.

Вимірювання водності хмар, засноване на вимірюванні ослаблення радіохвиль, здійснюється аналогічним чином, але з використанням співвідношення

$$\gamma_{хмар} = \beta w^{\alpha}.$$

При використанні радіолокаційних методів вимірювання інтенсивності опадів і водності хмар потрібно враховувати, що РЛС визначає середню інтенсивність опадів і вологість хмар у межах

імпульсного об'єму, розміри якого можуть бути тим більшими, чим більше відстань від РЛС.

Наприклад, при $R$=10 км, $\tau_i$=1 мкс і $\theta$=1° величина імпульсного об'єму $V$ має значення $4{,}4 \cdot 10^6$ м$^3$.

Радіолокаційний метод дає можливість практично миттєво визначати середнє значення інтенсивності опадів, віднесене до площі, відповідній проекції зазначеного об'єму на поверхні Землі. Для наведених вище даних ця площа дорівнює $2{,}6 \cdot 10^4$ м$^2$.

Таким чином, радіолокаційні вимірювання будуть більше осередненими, ніж плювіографічні. Очевидно, що радіолокаційні вимірювання виявляються більш показовими при існуючій рідкій дощовій мережі.

Крім того, радіолокаційний метод вимірювання інтенсивності опадів може використовуватися на певній висоті над Землею. У цьому є принципова відмінність радіолокаційного методу від наземного плювіографічного вимірювання опадів. Ці розходження призводять до розбіжності даних радіолокаційних і плювіографічних вимірювань.

Перевага радіолокаційного методу полягає в тому, що забезпечується одночасне і дистанційне вимірювання кількості і інтенсивності опадів на великих площах у радіусі 100-150 км. Недолік методу, що він є непрямим, тому що інтенсивність опадів складним чином визначається по обмірюваній величині потужності відбитих сигналів.

### 4.2.5 Радіолокаційне дослідження навколишнього середовища допплерівськими РЛС

***Одержання метеорологічної інформації за допомогою допплерівських РЛС метеорологічного призначення.*** Метеорологічні допплерівські РЛС призначені для вимірювання швидкості переміщення хмар, опадів, невидимих неоднорідностей тропосфери, зграй птахів (орнітологічних цілей) і комах, а також для вимірювання швидкості руху розсіючих часток усередині атмосферних утворень.

Гідрометеорні частки атмосферних утворень беруть участь у складних рухах: під дією вітру вони переміщуються в горизонтальному напрямку в складі всього утворення; під дією гравітаційних сил, повітряних потоків, що сходять і спадають, вони беруть участь у вертикальних рухах; внаслідок турбулентних рухів вони хаотично переміщуються в просторі. Внаслідок цих переміщень відбиваючих часток, частота прийнятих радіолокаційних сигналів буде відрізнятися від частоти зондувальних сигналів РЛС, тобто буде мати місце допплерівський зсув частоти.

Упорядкований рух атмосферного утворення, як системи відбиваючих часток, визначає середній допплерівський зсув частоти, а рух окремих



відбиваючих часток, відносно один до одного, впливає на ширину спектра допплерівських частот. Аналізуючи спектр прийнятого сигналу, можна одержати інформацію про рух, як метеоцілі в цілому, так і про рух гідрометеорних часток усередині метеоцілі.

Допплерівський зсув частоти пов'язаний тільки з радіальним переміщенням відбиваючих часток (радіальними швидкостями) тому, за допомогою допплерівських РЛС можливе вимірювання лише радіальних швидкостей. Для одержання повного вектора швидкості метеоцілі або спектра повного вектора переміщення окремих гідрометеорних часток необхідно мати три допплерівські РЛС, що опромінюють обрану для дослідження метеоціль з різних напрямків.

Вихідним пристроєм метеорологічних допплерівських РЛС є аналізатор спектра допплерівських частот. Аналізатор спектра є – або системою вузькосмугових фільтрів, кожний з яких настроєний на певну частоту, що відстоїть від сусідньої на величину смуги пропущення фільтра, або вузькосмуговим фільтром із перебудовою по частоті в межах усього діапазону можливих змін допплерівських частот.

При використанні допплерівських РЛС із безперервним випромінюванням метеорологічна інформація є в допплерівській частоті або у спектрі допплерівських частот безперервного вихідного сигналу. У випадку застосування когерентно-імпульсних РЛС метеорологічна інформація є в змінах амплітуд відбитих імпульсів, внаслідок чого повинен аналізуватися спектральний склад огинаючої імпульсних сигналів на виході радіоприймального пристрою.

*Зв'язок спектра флуктуації відбитого сигналу із швидкостями руху гідрометеорних часток.* Розглянемо простий приклад. Нехай у дозвільному (імпульсному) об'ємі РЛС є дві частки, що рухаються відносно РЛС із радіальними швидкостями $V_{r1}$ та $V_{r2}$.

При опроміненні цих часток зондувальним імпульсом утвориться відбитий сигнал, який має вигляд:

$$S(t) = a_1 S_3 \cos\left(\omega - \frac{2V_{r1}}{c}\omega\right)t + a_2 S_3 \cos\left(\omega - \frac{2V_{r2}}{c}\omega\right)t, \qquad (4.66)$$

де $a_1$, $a_2$ – відбивна здатність частинок.

Для простоти беремо – $a_1$=$a_2$=$a$ та використовуючи формулу для суми косинусів, маємо

$$S(t) = 2aS_3 \cos\frac{V_{r1} - V_{r2}}{c}\omega t \cos\left(\omega - \frac{V_{r1} + V_{r2}}{c}\right)t. \qquad (4.67)$$

Позначимо

$$2aS_3 \cos\frac{V_{r1} - V_{r2}}{c}\omega t = A(t), \qquad (4.68)$$

можемо записати

$$S(t)=A(t)\cos\left(\omega-\frac{V_{r1}-V_{r2}}{c}\omega\right)t. \qquad (4.69)$$

З виразу (4.69) випливає, що амплітуда $A(t)$ відбитого сигналу змінюється із частотою $\Omega$, яка дорівнює половині різниці допплерівських частот, обумовлених рухом часток

$$\Omega=\frac{V_{r1}}{c}\omega-\frac{V_{r2}}{c}\omega=\frac{1}{2}\left(\omega_{Д1}-\omega_{Д2}\right), \qquad (4.70)$$

де $\omega_{Д1}$, $\omega_{Д2}$ – допплерівська частота, обумовлена рухом першої і другої частки відповідно. Частота $\Omega$ пропорційна різниці швидкостей часток.

Переносна частота відбитого сигналу (4.69) зміщена щодо переносної частоти зондувального сигналу на величину $\omega(V_{r1}+V_{r2})/c$, яка дорівнює половині суми допплерівських частот $\omega_{Д1}$ і $\omega_{Д2}$ і пропорційну середній радіальній швидкості частинок.

Таким чином, вимірюючи середнє значення допплерівської частоти відбитого сигналу, можна вимірювати середню радіальну швидкість метеоцілі відносно РЛС або радіальну швидкість вітру.

Реальна метеоціль складається з безлічі гідрометеорних часток із швидкостями, розподіленими випадково у деяких межах $V_{rmin}\div V_{rmax}$. Внаслідок цього відбитий сигнал можна представити:

$$S(t)=\sum_{i=1}^{M}a_iS_3\cos\left(\omega-\frac{2V_{ri}}{c}\omega t\right)=A(t)\cos\psi(t), \qquad (4.71)$$

де $a_i$ – відбивна здатність і-ї частки,

$V_{ri}$ – радіальна швидкість і-ї частки,

$A'(t)$, $\psi(t)$ – випадкові функції.

Функція $A'(t)$ описує хаотичні зміни амплітуди відбитого сигналу, що виникають за рахунок хаотичного руху гідрометеорних часток, функція $\psi(t)$ є випадковою фазою флуктуації. Функцію $A'(t)$ називають огинаючою флуктуацією.

Зміни (флуктуації) $A'(t)$, на відміну від розглянутого раніше випадку, будуть характеризуватися тепер не одним значенням $\Omega=\omega(V_{r1}-V_{r2})/c$ (як в (4.69)), а сукупністю таких значень, що утворять спектр допплерівських частот. Внаслідок випадкового руху відбивачів цей спектр буде випадковим.

Таким чином, спектр флуктуацій сигналу, відбитого від хмар і опадів, містить інформацію про спектр швидкостей руху гідрометеорних часток цих атмосферних утворень. Спектр флуктуацій відбитого сигналу збігається за формою із спектром різниці радіальних швидкостей відбиваючих часток.

Вивчення флуктуацій радіолокаційних сигналів, відбитих від хмар і опадів, дає можливість визначати деякі важливі характеристики, якими є



флуктуації вектора вітру (турбулентність), швидкість і напрямок вітру, гравітаційні швидкості часток і їх розподіл за розмірами.

***Вимірювання швидкості і напрямку вітру допплерівськими РЛС.*** Допплерівські РЛС, вимірюючи середнє значення допплерівської частоти відбитого сигналу, можуть вимірювати середню радіальну швидкість вітру відносно РЛС. Для практики необхідно знати вектор вітру, тобто величину швидкості вітру і її складових, а також напрямок вітру. У загальному випадку вектор вітру має горизонтальну і вертикальну складові. Позначимо (рис 4.15) $u_г$ – горизонтальну складову швидкості вітру, $u_в$ – вертикальну складову, $\alpha$ – напрямок вітру, $\beta$ – азимут вісі діаграми направленості антени, $\delta$ – кут місця вісі діаграми. Радіальна складова швидкості вітру $V_r$, вимірювана РЛС, є проекцією вектора швидкості вітру $\bar{u}$ на вісь діаграми направленості.

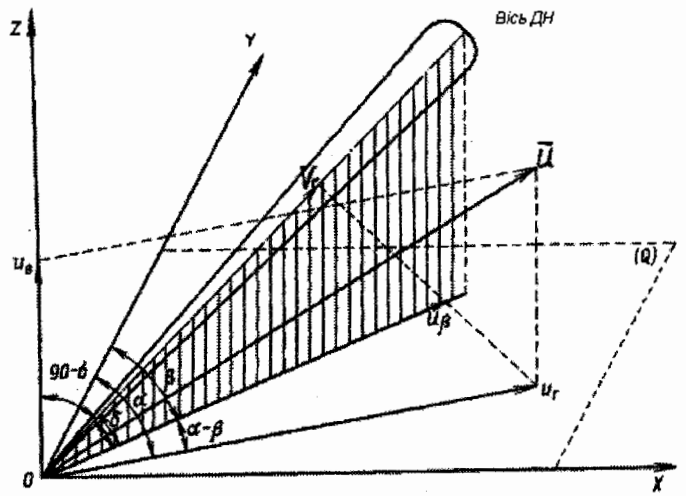



Рис. 4.15 – Визначення швидкості вітру за допомогою допплерівської РЛС

Оскільки проекція $\bar{u}$ на вісь діаграми дорівнює сумі проекцій її складових $u_г$ і $u_в$, маємо

$$V_r=u_г\cdot\cos(\alpha-\beta)\cos\delta+u_B\sin\delta. \qquad (4.72)$$

Для визначення вектора вітру $\bar{u}$ необхідно визначити $u_г$, $u_в$, $\alpha$.

У рівнянні (4.72) $V_r$, $\beta$, $\delta$ вимірюються радіолокатором, $u_г$, $u_в$, $\alpha$ є невідомими. Для їх знаходження необхідна система трьох рівнянь. Таку систему можна одержати, використовуючи для визначення швидкості і напрямку вітру три допплерівські РЛС (рис. 4.16).

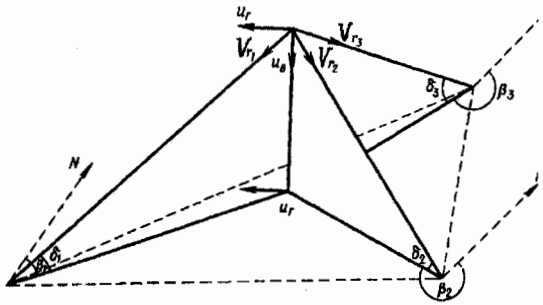



Рис. 4.16 – Застосування трьох допплерівських РЛС для визначення компонентів вітру

Ця система має вигляд:

$$V_{r1} = u_\Gamma \cos(\alpha - \beta_1)\cos\delta_1 + u_B \sin\delta_1.$$
$$V_{r2} = u_\Gamma \cos(\alpha - \beta_2)\cos\delta_2 + u_B \sin\delta_2. \qquad (4.73)$$
$$V_{r3} = u_\Gamma \cos(\alpha - \beta_3)\cos\delta_3 + u_B \sin\delta_3.$$

Після розв'язання системи щодо $a$, $u_г$ і $u_в$, визначимо вектор швидкості вітру.

Для реалізації цього методу вимірювання швидкості вітру потрібна чітка організація синхронних спостережень трьома РЛС і автоматична обробка результатів спостережень.

За допомогою однієї допплерівської РЛС можна визначити горизонтальну складову швидкості вітру і його напрямок, якщо спостерігати за опадами в районі розміщення РЛС.

Дійсно, виставивши антенний промінь горизонтально *(δ=0)*, з рівняння (4.72) одержимо

$$V_r = u_\Gamma \cos(a - \beta). \qquad (4.74)$$

Якщо вітер відсутній, то краплі дощу не будуть мати радіальної складової швидкості і допплерівська частота відбитих сигналів на виході РЛС буде дорівнювати нулю. При наявності вітру в краплях дощу з'явиться радіальна складова швидкості, що призведе до допплерівського зсуву частоти відбитого сигналу.

При зміні азимутального напрямку антени допплерівська частота буде змінюватися і досягне свого максимального значення, коли антена орієнтована за напрямком вітру або назустріч йому. При цьому різниця $a$–$\beta$ буде дорівнювати 0° або 180°, а $V_r$, обмірювана за значенням допплерівської частоти, буде дорівнювати $u_г$. З прикладу, наведеного на рис. 4.17, випливає, що напрямок вітру характеризувався азимутальним



кутом 80° і швидкість вітру дорівнювала приблизно 15 м/с.

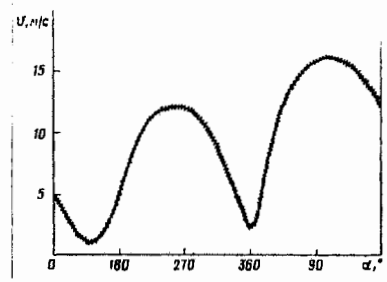



Рис. 4.17 – Результати вимірювання вітру допплерівською РЛС

## 4.3 Основи лазерного зондування навколишнього середовища

### 4.3.1 Взаємодія лазерного сигналу з навколишнім середовищем

Лазерні вимірювальні системи здатні виконувати кількісний спектральний аналіз навколишнього середовища на значних відстанях. Ця властивість заснована на метричному (інформаційному) трансформуванні лазерного сигналу в результаті його взаємодії із середовищем. Зворотний інформаційний сигнал лазера може бути прийнятий як на частоті сигналу лазера, так і на інших частотах. Метричною властивістю може служити інтенсивність зворотного сигналу на одній або декількох частотах. Зміна спектрального складу або поляризації сигналу і т.п.

Розглянемо основні ефекти, що виникають при взаємодії лазерного сигналу з об'єктами природного середовища [4, 5, 6]. При цьому інтенсивність взаємодії будемо характеризувати перерізом розсіювання (відбиття) або випромінювання, або поглинання.

*Допплерівський зсув частоти* лазерного сигналу є метричною властивістю при вимірюванні руху середовища, у якому поширюється сигнал, або об'єкта, від якого він розсіюється. Для виділення допплерівського зсуву частоти порівнюють за частотою два сигнали – вимірювальний, який пройшов середовище наскрізь, або розсіяний від об'єкта, і опорний, який мине об'єкт (середовище). Іноді застосовується і інший – диференційний метод, коли два розщеплених сигнали проходять через досліджуваний об'єм, але під різними кутами щодо вектора руху перевипромінювача. Якщо рух перевипромінювача не стаціонарний, а флуктуаційний, то утвориться спектр зсуваних частот, ширина якого пропорційна ширині спектра флуктуацій швидкості руху перевипромінювача.

*Відбиття* від поверхні об'єкта спричиняє зміну інтенсивності сигналу, його поляризації, а частково – і спектрального складу. Час проходження сигналу до поверхні і назад визначає відстань до неї.

*Розсіювання Релея і розсіювання Мі* лазерного випромінювання є пружним (без зміни частоти) розсіюванням сигналу атомами і молекулами, їх флуктуаційними скупченнями, аерозолями атмосфери. Переріз розсіювання залежить від співвідношення між довжиною хвилі випромінювання і розмірами розсіювачів, а також від кута, під яким приймається розсіяний сигнал. Відносно дрібні (у порівнянні з довжиною хвилі) розсіювачі мають індикатрису розсіювання за законом Релея; частки, порівнянні за розмірами з довжиною хвилі випромінювання, мають індикатрису розсіювання за законом Мі. В останньому випадку рівень розсіяного сигналу може виявитися значно сильніше релеївського. Це означає, що при наявності великих за розмірами розсіювачів однієї компоненти, сигнали релеївського розсіювання інших компонентів можуть виявитися замаскованими.

*Резонансне релеївське розсіювання* випромінювання, що має більший переріз розсіювання, спостерігається в тому випадку, якщо лазерне випромінювання збігається за частотою із частотою певного атомного переходу.

*Комбіноване розсіювання світла* (*КРС*) – непружне, тому зі зміною частоти сигналу воно виникає в результаті модуляції лазерного сигналу власними коливаннями досліджуваних молекул. КРС має два компоненти, що відстоять по шкалі частот на рівних відстанях від зондувального сигналу. Ці відстані цілком визначаються властивостями досліджуваних молекул, а амплітуди цих компонентів – концентрацією досліджуваних молекул. Якщо збуджене випромінювання опиняється в області смуги поглинання середовища, то ефект КРС підсилюється, тобто має місце *резонансне КРС* (РКРС). При значній інтенсивності лазерного сигналу ефект додатково підсилюється, за рахунок виникнення так званого *змушеного КРС* (ЗКРС). Переріз КРС порівняно невеликий, однак сформований лазером сигнал КРС можна чітко відрізнити за частотою від сигналу релеївського розсіювання.

*Флуоресценція* (атомна і молекулярна) – випущення фотонів з частотою, меншою від частоти лазерного опромінення. Це явище виникає внаслідок поглинання лазерного випромінювання, якщо його частота збігається із частотою певного електронного переходу в атомі або молекулі досліджуваної речовини.

*Поглинання* лазерного сигналу спостерігається при збігу частоти випромінювання із смугою поглинання досліджуваної молекули. При цьому ступінь ослаблення лазерного випромінювання є мірою концентрації досліджуваної речовини (наприклад, водяної пари або озону).



Це є опромінення об'єктів лазерним сигналом певної частоти.

Використовується також диференційний метод, при якому опромінення ведеться на двох близьких частотах, обраних таким чином, щоб на одній частоті ефект розсіювання (або поглинання) був максимальний, а на іншій частоті – трохи менший (невідповідний до максимуму). Такий метод називається *диференційним поглинанням* або *розсіюванням* (ДПР) і використовується з метою виключити спотворні ефекти, однакові (або досить близькі) на обох частотах.

### 4.3.2 Вимірювання параметрів навколишнього середовища за допомогою лазерів

*Виявлення домішок в атмосфері методом комбінаційного розсіювання світла (КРС).* Явище КРС полягає в тому, що при перетинанні оптичного сигналу з молекулами повітря (або домішок у ньому) відбитий (розсіяний) сигнал формується не тільки на частоті зондувального сигналу $\nu_0$, а і на інших частотах, що знаходяться від зондувального на відстані $\pm\nu'$. Це визначається властивостями молекул зондованої речовини. Це явище пов'язане з модуляцією зондувального сигналу власними коливаннями досліджуваних молекул. Бічні сигнали КРС з частотами $(\nu_0-\nu')$, тобто більш низькими, чим $\nu_0$, називаються червоними (або стоксовими), а з частотами $(\nu_0+\nu')$, тобто більш високими, чим $\nu_0$ – фіолетовими (або антистоксовими). Зсув бічних частот збігається із частотами поглинання, характерними для молекул речовини. Справа в тому, що під дією електричного поля світлової хвилі в опромінених молекулах виникає електричний момент P, наступний після зміни напруженості електричного поля світлової хвилі зондувального сигналу (E). Отже, розсіяний сигнал складається із трьох частин – з частотою зондування $\nu_0$ , з підвищеною «фіолетовою» частотою $(\nu_0+\nu')$ і зниженою «червоною» частотою $(\nu_0-\nu')$. Іншими словами, сигнал зондування модулюється досліджуваними молекулами. За інтенсивністю бічні складові не повинні відрізнятися один від одного, але у дійсності, інтенсивність «червоної» складової трохи вище, що пояснюється квантовою теорією випромінювання.

Поширення методу КРС пов'язано з наступним:

по-перше, через високу монохромність основний сигнал не затінює бічні складові; сигнали надійно розділяються за частотою;

по-друге, сигнал збудження інтенсивний, відповідно сильним буде і відбиття досліджуваних молекул, що можна точно вимірювати. Причому, завдяки когерентності зондувального сигналу, можна сформувати відповідний сигнал також когерентним;

по-третє, сучасні лазери можуть перелаштовуватися за частотою, тому при наявності досліджуваних молекул, що розрізняються за власними

*Відбиття* від поверхні об'єкта спричиняє зміну інтенсивності сигналу, його поляризації, а частково – і спектрального складу. Час проходження сигналу до поверхні і назад визначає відстань до неї.

*Розсіювання Релея і розсіювання Мі* лазерного випромінювання є пружним (без зміни частоти) розсіюванням сигналу атомами і молекулами, їх флуктуаційними скупченнями, аерозолями атмосфери. Переріз розсіювання залежить від співвідношення між довжиною хвилі випромінювання і розмірами розсіювачів, а також від кута, під яким приймається розсіяний сигнал. Відносно дрібні (у порівнянні з довжиною хвилі) розсіювачі мають індикатрису розсіювання за законом Релея; частки, порівнянні за розмірами з довжиною хвилі випромінювання, мають індикатрису розсіювання за законом Мі. В останньому випадку рівень розсіяного сигналу може виявитися значно сильніше релеївського. Це означає, що при наявності великих за розмірами розсіювачів однієї компоненти, сигнали релеївського розсіювання інших компонентів можуть виявитися замаскованими.

*Резонансне релеївське розсіювання* випромінювання, що має більший переріз розсіювання, спостерігається в тому випадку, якщо лазерне випромінювання збігається за частотою із частотою певного атомного переходу.

*Комбіноване розсіювання світла* (*КРС*) – непружне, тому зі зміною частоти сигналу воно виникає в результаті модуляції лазерного сигналу власними коливаннями досліджуваних молекул. КРС має два компоненти, що відстоять по шкалі частот на рівних відстанях від зондувального сигналу. Ці відстані цілком визначаються властивостями досліджуваних молекул, а амплітуди цих компонентів – концентрацією досліджуваних молекул. Якщо збуджене випромінювання опиняється в області смуги поглинання середовища, то ефект КРС підсилюється, тобто має місце *резонансне КРС* (РКРС). При значній інтенсивності лазерного сигналу ефект додатково підсилюється, за рахунок виникнення так званого *змушеного КРС* (ЗКРС). Переріз КРС порівняно невеликий, однак сформований лазером сигнал КРС можна чітко відрізнити за частотою від сигналу релеївського розсіювання.

*Флуоресценція* (атомна і молекулярна) – випущення фотонів з частотою, меншою від частоти лазерного опромінення. Це явище виникає внаслідок поглинання лазерного випромінювання, якщо його частота збігається із частотою певного електронного переходу в атомі або молекулі досліджуваної речовини.

*Поглинання* лазерного сигналу спостерігається при збігу частоти випромінювання із смугою поглинання досліджуваної молекули. При цьому ступінь ослаблення лазерного випромінювання є мірою концентрації досліджуваної речовини (наприклад, водяної пари або озону).



Це є опромінення об'єктів лазерним сигналом певної частоти.

Використовується також диференційний метод, при якому опромінення ведеться на двох близьких частотах, обраних таким чином, щоб на одній частоті ефект розсіювання (або поглинання) був максимальний, а на іншій частоті – трохи менший (невідповідний до максимуму). Такий метод називається *диференційним поглинанням* або *розсіюванням* (ДПР) і використовується з метою виключити спотворні ефекти, однакові (або досить близькі) на обох частотах.

### 4.3.2 Вимірювання параметрів навколишнього середовища за допомогою лазерів

*Виявлення домішок в атмосфері методом комбінаційного розсіювання світла (КРС).* Явище КРС полягає в тому, що при перетинанні оптичного сигналу з молекулами повітря (або домішок у ньому) відбитий (розсіяний) сигнал формується не тільки на частоті зондувального сигналу $\nu_0$, а і на інших частотах, що знаходяться від зондувального на відстані $\pm\nu'$. Це визначається властивостями молекул зондованої речовини. Це явище пов'язане з модуляцією зондувального сигналу власними коливаннями досліджуваних молекул. Бічні сигнали КРС з частотами $(\nu_0-\nu')$, тобто більш низькими, чим $\nu_0$, називаються червоними (або стоксовими), а з частотами $(\nu_0+\nu')$, тобто більш високими, чим $\nu_0$ – фіолетовими (або антистоксовими). Зсув бічних частот збігається із частотами поглинання, характерними для молекул речовини. Справа в тому, що під дією електричного поля світлової хвилі в опромінених молекулах виникає електричний момент P, наступний після зміни напруженості електричного поля світлової хвилі зондувального сигналу (E). Отже, розсіяний сигнал складається із трьох частин – з частотою зондування $\nu_0$ , з підвищеною «фіолетовою» частотою $(\nu_0+\nu')$ і зниженою «червоною» частотою $(\nu_0-\nu')$. Іншими словами, сигнал зондування модулюється досліджуваними молекулами. За інтенсивністю бічні складові не повинні відрізнятися один від одного, але у дійсності, інтенсивність «червоної» складової трохи вище, що пояснюється квантовою теорією випромінювання.

Поширення методу КРС пов'язано з наступним:

по-перше, через високу монохромність основний сигнал не затінює бічні складові; сигнали надійно розділяються за частотою;

по-друге, сигнал збудження інтенсивний, відповідно сильним буде і відбиття досліджуваних молекул, що можна точно вимірювати. Причому, завдяки когерентності зондувального сигналу, можна сформувати відповідний сигнал також когерентним;

по-третє, сучасні лазери можуть перелаштовуватися за частотою, тому при наявності досліджуваних молекул, що розрізняються за власними

частотами, останні можуть бути послідовно прозондовані при максимальних перерізах КРС;

по-четверте, при необхідності можна одержати більшу крутість фронту і невелику тривалість зондувального імпульсу при досить високій потужності і стежити за процесами, що проминають швидко.

На рис. 4.18 наведені лінії КРС атмосферних газів і відповідні поперечні перерізи зворотного комбінаційного розсіювання червоної (стоксової) області спектра при частоті опромінення

$$v = \frac{1}{\lambda} = \frac{1}{0{,}6943 \cdot 10^{-4}} = 14400 см^{-1} \qquad (4.75)$$

де $\Delta v_{КРС}$ – різниця частот зондування і розсіювання КРС.

Очевидно, що комбінаційні частоти не залежать від частоти зондувального сигналу, однак переріз зворотного КРС залежить від того, на якій довжині хвилі виконується зондування.

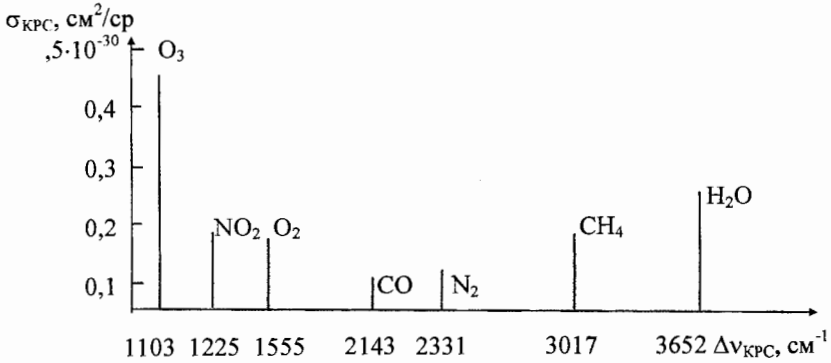



Рис. 4.18 – Лінії КРС атмосферних газів і відповідні поперечні перерізи зворотного комбінаційного розсіювання

При відомому перерізі зворотного КРС досліджуваної речовини $(\sigma_{КРС})$ і визначеному збільшенні інтенсивності сигналу КРС, що відповідає одиничному шляху зондування $(dI/dx)$, можна визначити кількість досліджуваної речовини (кількість молекул $n$ в одиниці об'єму).

При виборі параметрів апаратури КРС потрібно, щоб частота зондувального сигналу знаходилася в смузі прозорості атмосфери. У той же час частота КРС повинна бути в області великих перерізів зворотного КРС; бажано, щоб ослаблення сигналу КРС на шляху від точки зондування до апаратури було мінімальним. Ефект КРС різко підсилюється, якщо опромінення потужним лазерним сигналом викликає резонансні ефекти



(явище ЗКРС).

На рис. 4.19 наведена структурна схема лазерної інформаційно-вимірювальної системи, призначеної для спостереження за вертикальним профілем вологості і домішок в атмосфері.

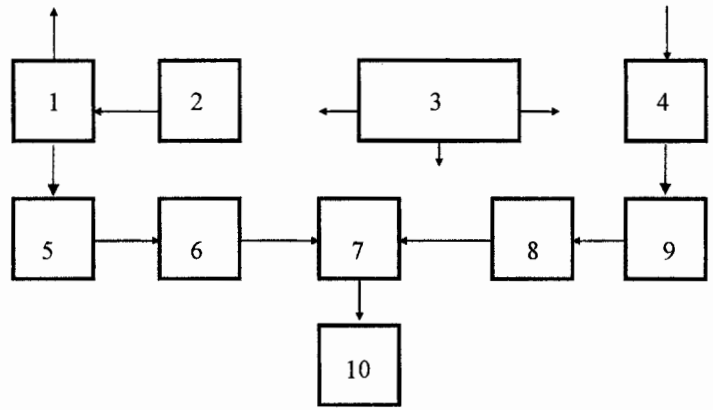



Рис. 4.19 – Структурна схема лазерної інформаційно-вимірювальної системи

Принцип вимірювання ґрунтується на порівнянні двох оптичних сигналів – опорного, посланого в атмосферу, і зворотного, комбінаційно-розсіяного. У цьому випадку використовується лазер, що перелаштовується по частоті, з метою, щоб поперечний переріз досліджуваних молекул і відповідно зворотний сигнал були максимальними.

Оптичний сигнал від такого лазера 2 через систему дзеркал 1 випромінюється в атмосферу. Частина енергії лазера проходить через фотоперетворювач із підсилювачем 5 у схему затримки 6, де сигнал затримується на час, необхідний для проходження випромінювання до зондованого об'єму і назад. З виходу цього пристрою сигнал подається в блок порівняння 7, куди надійшов комбінаційно-розсіяний сигнал із атмосфери в приймальний телескоп 4 і проминув через систему фільтрів 9 до фотоперетворювача з блоком формування прийнятого сигналу 8. З виходу схеми порівняння сигнал подається на аналізатор спектра 10. Всі блоки системи синхронізуються синхронізатором 3.

*Вимірювання повітряних потоків і турбулентності.* Робота цих вимірювальних систем основана на використанні ефекту допплерівського зсуву частоти сигналу, відбитого рухомим об'єктом. Тому ці системи

називаються лазерними допплерівськими вимірювальними системами (ЛДВС). Іноді їх називають лазерними допплерівськими вимірювачами швидкості. Найбільше поширення одержали диференційні схеми, у яких опорний лазерний промінь розділяється на два і кожний з них опромінює об'єкт так, що допплерівський зсув частоти у двох променях має різні знаки. Векторна різниця променів визначається по їх взаємній інтерференційній картині. В подібних системах проводять юстирування збіжних на об'єкті променів в області «перетяжки». Це поняття характерно для так званих поперечних хвиль із гаусовським розподілом інтенсивності по перерізу світлового променя. В таких променях на деякій відстані від джерела, що залежить як від його властивостей, так і параметрів фокусуючої лінзи, переріз мінімальний, інтенсивність у центрі максимальна, а фронт хвилі плоский. При виконанні цієї умови створюється найбільш чітка інтерференційна картина. На рис. 4.20 наведений характерний допплерівський сигнал, який виникає при проходженні однієї розсіяної частки у точці перетинання двох гаусовських променів (область «перетяжки»).

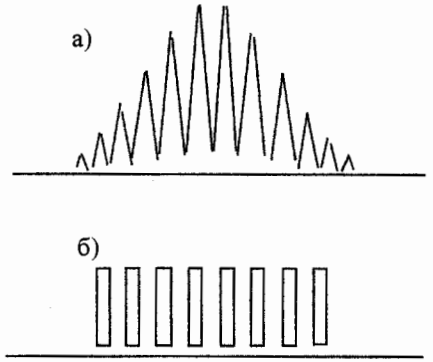



Рис. 4.20 – Допплерівський сигнал, що виникає при проходженні однієї розсіяної частки у точці перетинання двох гаусовських променів

На рис. 4.20,а наведений диференційний (оптичний) допплерівський сигнал – максимуми відповідають світлим, а мінімуми темним смугам інтерференційної картини в області перетинання оптичних променів. Абсолютний максимум розташований у центрі області перетинання, при зсуві до периферії освітленість світлих смуг слабшає. Після перетворення цього оптичного сигналу в електричний, а потім за допомогою, наприклад, тригера Шмітта, формується строго періодична послідовність, яка потім надходить на лічильний пристрій (рис. 4.20,б).



Частота проходження імпульсів визначає допплерівський зсув оптичного сигналу, що відповідає проекції швидкості частки на вісі променів, а тривалість серії імпульсів визначає час проходження часткою області перетинання оптичних променів, тобто – складову швидкості її руху поперек системи інтерферуючих смуг.

У реальному турбулентному потоці, який несе хаотично розподілені частки, сумарний оптичний сигнал є суперпозицією суми сигналів, закономірності розподілу яких як у часі, так і в просторі заздалегідь невідомі. Практично визначається середньостатистичний розподіл допплерівських частот по огинаючий спектру прийнятого приймачем сигналу. По огинаючий визначається також середня швидкість руху об'єму.

## 4.4 Основи мікрохвильового зондування навколишнього середовища

### 4.4.1 Основні поняття про радіотеплове випромінювання навколишнього середовища і його характеристики

Одним із методів дистанційного зондування об'єктів навколишнього середовища є *метод пасивної електромагнітної локації*, оснований на вимірюванні власного електромагнітного випромінювання цих об'єктів [4, 5, 7]. У радіодіапазоні, поряд з терміном пасивна радіолокація, використовується термін ***радіотеплолокація***. В основі цих методів полягає, що будь-яке тіло, температура якого відрізняється від абсолютного нуля, випромінює електромагнітні хвилі в широкому діапазоні частот. Джерелом такого випромінювання є випадковий тепловий рух електронів, що знаходяться усередині розглянутого тіла. *Сумарна потужність* (Вт/м$^2$), випромінювана тілом у всьому діапазоні частот з одиничної площадки в одиницю часу, визначається формулою

$$П = \frac{dP}{ds\cos\varphi}, \tag{4.76}$$

де $P$ – повна потужність, випромінювана нагрітим тілом у всьому діапазоні частот;

$s$ – поверхня тіла;

$\varphi$ – кут між напрямком випромінювання і нормаллю до елемента $ds$.

Спектр потужності радіотеплового випромінювання (Вт/(м$^2$·Гц)) суцільний, і звичайно нерівномірний, характеризується *спектральною щільністю потоку потужності*, яка обумовлена формулою

$$П_f = \frac{dП}{df}. \tag{4.77}$$

Потужність радіотеплового випромінювання, що надходить до приймача, залежить від відстані до точки спостереження. Для виключення цієї залежності, спектральну щільність потоку потужності відносять до одиниці тілесного кута $\Omega$ і користуються поняттям *спектральної інтенсивності випромінювання* або *спектральною яскравістю*, яка вимірюється у Вт/(м$^2$·Гц·ср)

$$B_f = \frac{d\Pi}{d\Omega}. \qquad (4.78)$$

Спектральна яскравість тіла залежить від його температури і випромінювальної здатності. Наприклад, для абсолютно чорного тіла, що повністю поглинає падаючу на нього променисту енергію і перетворює її на тепло, ця залежність виражається *формулою Планка:*

$$B_f = \frac{2hf^2}{c^2}\left(e^{\frac{hf}{kT}} - 1\right)^{-1}, \qquad (4.79)$$

де $h$=6,626·10$^{-34}$ Вт · с$^2$ – стала Планка,

$c$ – швидкість світла,

$k$ = 1,38 · 10$^{-23}$ Вт/(Гц · К) – стала Больцмана.

У радіодіапазоні ($\lambda$>1 мм) має місце нерівність $hf << kT$, тому в останньому виразі експоненту можна розкласти в ряд і обмежитися лише першими доданками – $e^{\frac{hf}{kT}} \approx 1 + \frac{hf}{kT}$. Враховуючи це, вираз (4.79) можна представити у вигляді:

$$B_f = \frac{2k}{\lambda^2}T. \qquad (4.80)$$

Останнє співвідношення називається *формулою Релея-Джинса* і показує залежність яскравості абсолютно чорного тіла від довжини хвилі в радіодіапазоні. Оскільки в цьому діапазоні більшість тіл за своїми параметрами близькі до абсолютно чорного тіла – їх термодинамічна температура може служити енергетичною характеристикою випромінювання. А по випромінюваній тілом енергії можна визначити його температуру.

*Довжина хвилі максимального теплового випромінювання* (мкм) визначається *законом Віна:*

$$\lambda_м = \frac{3\cdot 10^3}{T}, \qquad (4.81)$$

де $T$ – температура тіла, *К*.

Довжина хвилі максимального випромінювання, як правило, знаходиться в інфрачервоному діапазоні хвиль.



Реальні тіла не є абсолютно чорними, і, крім поглинання, ще відбивають і пропускають через себе падаючу на них енергію. Для таких тіл має місце співвідношення $\gamma + \rho + q = 1$, де $\gamma$ – коефіцієнт поглинання, $\rho$ – коефіцієнт відбиття, $q$ – коефіцієнт пропущення. Відповідно, падаюча на тіло потужність $P_{пад}$ частково поглинається ($P_{погл}=\gamma P_{пад}$), частково відбивається ($P_{відб}=\rho P_{пад}$) і частково проходить крізь тіло ($P_{прох}=qP_{пад}$). Відповідно до *закону Кірхгофа*, наведені раніше співвідношення для абсолютно чорного тіла залишаються такими і для реальних тіл, але тільки для потужності, яка ними поглинається. Тому яскравість реального тіла може бути визначена співвідношенням:

$$B_f^* = \gamma B_f. \qquad (4.82)$$

Коефіцієнт поглинання $\gamma$ характеризує тіло як джерело радіотеплового випромінювання і називається *випромінювальною здатністю*. Очевидно, що чим менше тіло відбиває падаючу на нього енергію, тим більше поглинає, отже, тім більше випромінює. Тому радіолокаційні зображення об'єктів, одержані за допомогою активних РЛС і приймачами власного випромінювання, можна порівнювати між собою як позитив і негатив.

Із співвідношення (4.82) випливає, що яскравість реального тіла в діапазоні радіохвиль також може бути визначена формулою Релея-Джинса за умови, що замість дійсної термодинамічної температури підставити *яскравісну (радіояскравісну) температуру*, обумовлену співвідношенням $T^* = \gamma T$.

Повне випромінювання реального тіла, що надійшло на приймач, є сумою власного радіотеплового випромінювання, обумовленого випромінювальною здатністю тіла (коефіцієнтом поглинання), і енергії, відбитої тілом і обумовленою його відбивною здатністю. У цьому випадку інтенсивність повного випромінювання тіла називається *ефективною яскравісною температурою* $T_{еф}^* = \gamma T + \rho T_{зовн}$, де $T$ – термодинамічна температура тіла, $T_{зовн}$ – температура зовнішнього випромінювання, $\rho$ – коефіцієнт відбиття тіла.

Можливість розрізняти два тіла за їх радіотепловим випромінюванням залежить від контрасту їх ефективних яскравісних температур. Для однаково нагрітих тіл цей *яскравісний контраст* визначається співвідношенням $\Delta T_{еф}^* = T_{еф1}^* - T_{еф2}^* = (\gamma_1 - \gamma_2)T$, де $\gamma_1$ і $\gamma_2$ – випромінювальна здатність тіл.

Радіотеплове випромінювання, яке надходить на антену приймача, називають *антеною температурою:*

$$T_a = \frac{D}{4\pi}\int_{4\pi} T_{еф}^*(\Omega)F(\Omega)d\Omega, \qquad (4.83)$$

де $T^*_{еф}(\Omega)$ та $F(\Omega)$ – ефективна яскравісна температура тіла і діаграма направленості антени у функції тілесного кута.

Визначимо антенну температуру об'єкта, геометричні розміри якого набагато більше перерізу головної пелюстки діаграми направленості. Оскільки аналітичний вираз діаграми направленості в межах $4\pi$ з врахуванням її бічних пелюсток одержати практично неможливо, будемо розглядати це випромінювання як суму двох випромінювань, взятих відповідно головними і всіма бічними пелюстками діаграми направленості. При цьому, коли тілесний кут головної пелюстки $(\Omega_{гол})$ дорівнює $4\pi$ мінус тілесний кут бічних пелюсток $(\Omega_{біч})$ і випромінювання, взяте бічними пелюстками в середньому однаковим, можна записати

$$T_a = T^*_{еф0}(1-\beta) + \overline{T}^*_{еф.біч}\beta. \qquad (4.84)$$

Тут $T^*_{еф0}$ – ефективна температура випромінювання в межах головної пелюстки, а $\overline{T}^*_{еф.біч}$ – середня ефективна температура випромінювання, взята бічними пелюстками. Коефіцієнт $\beta = \frac{D}{4\pi}\int_{\Omega_{біч}} F(\Omega)\,d\Omega$ визначає частину направленого випромінювання, взятого антеною поза головної пелюстки (він пов'язаний із коефіцієнтом використання поверхні антени і для якісних антен дорівнює 0,2 – 0,3).

Враховуючи коефіцієнт корисної дії антенного тракту $\eta<1$, необхідно праву частину виразу (4.84) помножити на $\eta$ і додати доданок, який враховує внесену навколишнім середовищем шумову температуру і дорівнює її термодинамічній температурі $T_0$, помноженої на випромінювальну здатність тракту. Остання, як і для інших шумових тіл, визначається втратами потужності $1-\eta$. Одержимо наступний вираз для антенної температури

$$T_a = T^*_{еф.біч}(1-\beta)\eta + \overline{T}^*_{еф.біч}\beta\eta + T_0(1-\eta). \qquad (4.85)$$

Аналогічно контрасту яскравісних температур користуються і контрастом антенних температур $\Delta T_a = T_{a1} - T_{a2} = T^*_{еф}(1-\beta)\eta$. При розгляді невеликих об'єктів, кутові розміри яких $\Omega_ц < \Omega_{гол}$, контраст антенних температур буде $\Delta T_a = \Delta T(1-\beta)\eta\frac{\Omega_ц}{\Omega_{гол}}$. У випадку $\Omega_ц << \Omega_{гол}$, контраст антенних температур буде невеликим навіть при високому яскравісному контрасті цілі і фона.

*Випромінювальна здатність природних об'єктів.* Розглянемо частотний спектр випромінювальної здатності природних об'єктів – земних



покривів, акваторій, повітря, хмар, туманів, смогу і ін.

Розходження у випромінювальній здатності реального і абсолютно чорного тіла характеризується величиною *коефіцієнта теплового випромінювання* або *ступенем чорноти тіла* $\varepsilon_\lambda$. Для води і льоду цей коефіцієнт залежить не тільки від їх фізико-хімічних властивостей, але і від стадії формування льоду, хвиль водної поверхні, чистоти води (льоду) і інших факторів. Причому для льоду діапазон значень $\varepsilon_\lambda$ досить широкий, що обумовлено різною структурою льоду, відповідно, ступенем наближення до властивостей чорного тіла. В ІЧ-діапазоні випромінювальна здатність води і льоду досить близькі, у видимому діапазоні лід значно ближче до чорного тіла, ніж вода, а у НВЧ-діапазоні, навпаки, лід має більшу випромінювальну здатність, ніж вода. Відповідно розходження радіояскравісних температур водної і крижаної поверхонь в ІЧ-діапазоні повинне визначатися в першу чергу їх термодинамічними температурами і, додатково, структурою: для води – ступенем хвилювання і наявністю піни і бризів, а для льоду – щільністю і будовою поверхні. У радіодіапазоні, а також у видимому діапазоні, розходження між випромінювальною здатністю, а тому і яскравісними температурами води і льоду повинне визначатися, насамперед, їх спектральними коефіцієнтами теплового випромінювання (чорності), що використовуються для розпізнавання води і льоду.

Вплив домішок на випромінювальну здатність води і льоду позначається в різних діапазонах по-різному. У діапазоні довжин хвиль 10-100 см вплив солоності великий і він істотно збільшується при переході в довгохвильову частину спектра, що використовується для визначення ступеня солоності морської води за радіовипромінюванням. Зрозуміло, що для цього необхідні вимірювання у двох діапазонах: де вплив солоності великий і де малий, тобто в короткохвильовій частині спектра.

Коефіцієнт теплового випромінювання земних покривів істотно залежить від вологості, від виду рослинності і від довжини хвилі випромінювання. Встановлено, що в міліметровому діапазоні хвиль залежність коефіцієнта теплового випромінювання від вологості невелика, а в сантиметровому діапазоні – значна. Із збільшенням абсолютної вологості коефіцієнт теплового випромінювання ґрунту різко знижується, що і використовується як метрична властивість при дистанційному зондуванні ґрунтів.

Реальні поверхні істотно розрізняються, також, по зміні їхніх випромінювальних здатностей, через відхилення кута зондування від вертикалі. Для полірованих металевих поверхонь коефіцієнт теплового випромінювання мінімальний, однак через відхилення кута зондування від вертикалі він зростає, причому і при вертикальній і при горизонтальній поляризації приймальної антени. Для трав'яного покриву коефіцієнт

теплового випромінювання також не залежить від поляризації, однак при відхиленнях кута зондування від вертикалі він зменшується. Для води він залежить як від виду поляризації, так і від кута зондування. Залежно від властивостей підстильної поверхні змінюються також поляризаційні характеристики відбитих від них сигналів.

Таким чином, радіояскравісна температура природних об'єктів істотно залежить від стану підстильної поверхні і тому використовується як одна з метричних властивостей.

Теплове випромінювання об'єктів формується в деякому шарі, глибина якого залежить від фізичних властивостей цих об'єктів і діапазону довжин хвиль, у якому виконується вимірювання. Для суцільних середовищ – твердих або рідких – товщина випромінюючого шару у НВЧ-діапазоні невелика, тому розглядалася радіояскравісна температура поверхні. Для напівпрозорих тіл, якими є хмари і тумани, товщина випромінюючого шару може досягати великих значень. Більше того, у деяких випадках досліджувана хмара (туман) може бути настільки прозорим, що крізь нього від інших об'єктів (Земля, Сонце, інші хмари) буде проходити випромінювання більше, ніж випромінювання досліджуваної хмари (тумана).

Розглянемо це на прикладі радіотеплового випромінювання атмосфери.

Випромінювальна здатність атмосфери, як і будь-якого іншого тіла, визначається її поглинальною здатністю. При дистанційному зондуванні випромінюючим є стовп атмосфери, обмежений діаграмою направленості. Елементарний шар атмосфери товщиною $dl$ з коефіцієнтом поглинання $\gamma$ і термодинамічною температурою $T$ буде мати яскравісну температуру $dT^* = \gamma T dl$. Якщо цей шар знаходиться від точки приймання на відстані $l$, то створюваний їм сигнал ослаблюється за законом $e^{-\Gamma(l)}$, де $\Gamma(l) = \bar{\gamma} \cdot l$ – оптична товщина, $\bar{\gamma}$ – середнє загасання на шляху поширення $l$. Ці величини пов'язані між собою співвідношенням $\Gamma(l) = \bar{\gamma} \cdot l = \int_0^l \gamma dl$. Отже, яскравісна температура атмосфери буде визначатися:

$$T^* = \int_0^\infty \gamma T e^{-\int_0^l \gamma dl'} dl. \qquad (4.86)$$

Перший множник у цьому виразі визначає рух яскравісної температури уздовж траєкторії поширення випромінювання, а другий, експонентний множник – ослаблення радіотеплового випромінювання в атмосфері при його поширенні. У випадку ізотермічної атмосфери з



температурою $\bar{T}$, вираз для яскравісної температури буде мати вигляд:

$$T^* = \bar{T} \int_0^\infty \gamma T e^{-\int_0^l \gamma dl'} dl = \bar{T}\left(1 - e^{-\Gamma(\lambda)}\right). \qquad (4.87)$$

Оптична товщина всієї атмосфери в діапазоні НВЧ – невелика величина $(\Gamma(\lambda) = 1)$, тому вираз в дужці можна замінити показником експоненти.

Очевидно, що поглинальні, отже і випромінювальні властивості середовища залежать від його щільності, при цьому середовищу з більшою щільністю відповідає більший рівень випромінюваної енергії. Щодо реальної безхмарної атмосфери, можна затверджувати, що відповідно до убування щільності атмосфери по висоті, максимальну випромінювальну здатність, отже і максимальну радіояскравісну температуру, будуть мати її нижні шари. Відповідно, середня температура може бути представлена у вигляді $\bar{T} = T_0 - \Delta T$, де $T_0$ – температура атмосфери в земної поверхні. Виправлення на неізотермічність $\Delta T$ становить приблизно 30К у діапазоні хвиль від міліметрів до декількох сантиметрів і лише в максимумах поглинання знижуються до 5К. З урахуванням цього вираз (4.87) набере вигляду:

$$T^*(\lambda) = |T_0 - \Delta T| \Gamma(\lambda). \qquad (4.88)$$

Ця формула визначає яскравісну температуру безхмарної атмосфери.

Для радіотеплового зондування хмар і опадів з поверхні Землі необхідно, щоб існував контраст між яскравісними температурами хмарної і безхмарної атмосфери і контраст антенних температур перевищував чутливість приймального пристрою.

Для приклада визначимо яскравісний контраст при спостереженні із земної поверхні одношарової хмарності. При цьому, знехтуємо впливом бічних пелюсток діаграми направленості. У цьому випадку яскравісний контраст може бути представлений у вигляді (рис.4.21):

$$\Delta T^* = \bar{T}_1\left(1 - e^{-\Gamma_1}\right) + \bar{T}_2\left(1 - e^{-\Gamma_2}\right)e^{-\Gamma_1} + \\ + \bar{T}_3\left(1 - e^{-\Gamma_3}\right)e^{-(\Gamma_1 + \Gamma_2)} - \bar{T}_{атм}\left(1 - e^{-\Gamma_{атм}}\right), \qquad (4.89)$$

де $\bar{T}_1$ – середня температура підхмарного шару атмосфери, $\Gamma_1$ – оптична товщина підхмарного шару, $\bar{T}_2$ – температура в шарі хмари, $\Gamma_2$ – коефіцієнт поглинання в хмарі, $\bar{T}_3$ – середня температура надхмарного шару атмосфери, $\Gamma_3$ – оптична товщина надхмарного шару атмосфери, $\bar{\mathbf{T}}_{\mathbf{атм}}$ – середня температура безхмарної атмосфери, $\Gamma_{атм}$ – оптична товщина безхмарної атмосфери.

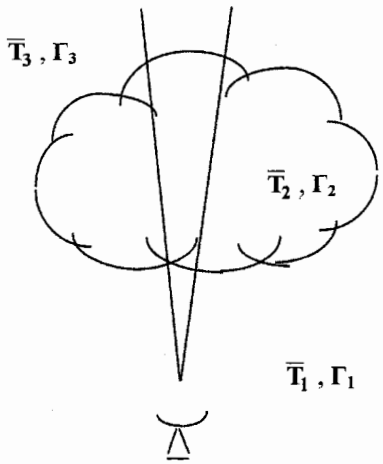



Рис. 4.21 – Визначення яскравісного контрасту при спостереженні з земної поверхні одношарової хмарності

Для більш складних атмосферних моделей (багатоярусна хмарність) вираз (4.89) ускладнюється. При спостереженні зон хмар і опадів зверху, наприклад, з літака або метеорологічного супутника, необхідно враховувати власне радіотеплове випромінювання земної поверхні і випромінювання газів атмосфери і хмар, відбите від земної поверхні. Як приклад у табл. 4.3 наведені розрахункові значення яскравісних контрастів при спостереженні хмар і опадів з поверхні Землі.

Таблиця 4.3 – Розрахункові значення яскравісних контрастів при спостереженні хмар і опадів з поверхні Землі

| Хмари | Кут нахилу антени до обрію | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 90° | 60° | 30° | 10° |
| Шаруваті | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Шарувато-дощові | | | | |
| I = 1мм/год | 9 | 10 | 18 | 49 |
| I = 5 мм/год | 27 | 30 | 51 | 129 |
| Купчасто-дощові | | | | |
| I = 20 мм/год | 129 | 143 | 195 | 198 |



### 4.4.2 Дослідження навколишнього середовища за допомогою радіометрів

Для одержання метеорологічної інформації використовують радіотеплолокаційну апаратуру, розташовану на поверхні Землі [4, 7].

За її допомогою можуть бути визначені:

– вертикальні профілі вологості і температури атмосфери;

– загальний вологовміст атмосфери і водозапас хмар і опадів.

Для визначення температури водної поверхні вимірюють радіотеплове випромінювання на $\lambda=3$ см і більше, для якого атмосфера і хмари практично прозорі, а інтенсивність випромінювання залежить тільки від характеру підстильної поверхні і її температури.

Для визначення загального вологовмісту атмосфери використовується лінія поглинання водяної пари біля $\lambda=1{,}35$ см, де і спостерігається його власне максимальне випромінювання.

Оцінку водозапасу хмар виконують, звичайно, на $\lambda=0{,}8$ см, де спостерігаються більші контрасти радіояскравісних температур у порівнянні із сантиметровим діапазоном.

*Відновлення профілю вологості безхмарної атмосфери за допомогою радіотеплолокатора, розташованого на земній поверхні.* Відновлення вертикальних профілів температури і водяної пари в атмосфері основане на використанні резонансного поглинання водяної пари і кисню у НВЧ-діапазоні хвиль.

При вимірюванні спадного радіотеплового випромінювання атмосфери на поверхні Землі величина радіояскравісної температури визначається співвідношенням:

$$T_я = \int_0^H \gamma_П(\lambda,H)T(H)e^{-\left[\Gamma_k(\lambda)+\Gamma_{ВП}(\lambda)\right]}\,dH, \qquad (4.90)$$

де $\gamma_п\ (\lambda,H)$ – вертикальний профіль коефіцієнта поглинання радіохвиль із довжиною хвилі $\lambda$ газами атмосфери;

$T(H)$ – профіль температури;

$\Gamma_к(\lambda)$, $\Gamma_{вп}(\lambda)$ – оптична товщина атмосфери з урахуванням загасання в кисні і водяній парі відповідно.

В цьому співвідношенні профіль коефіцієнта поглинання радіохвиль $\gamma_п\ (\lambda,H)$ визначається як профіль температури і як профіль вологості. Якщо вважати профіль одного із зазначених метеорологічних елементів відомим, то по обмірюваній яскравісній температурі може бути відновлений профіль іншого метеорологічного елемента. У цей час виконано значне число теоретичних і експериментальних робіт по відбудові профілю вологості в атмосфері, тому що профіль температури заздалегідь одержати просто, наприклад, по середнім кліматичним даним. Так, на рис. 4.22

наведений вертикальний профіль вологості атмосфери, відновлений за результатами радіотеплових вимірювань в області резонансного поглинання водяної пари з $\lambda=1,35$ см.

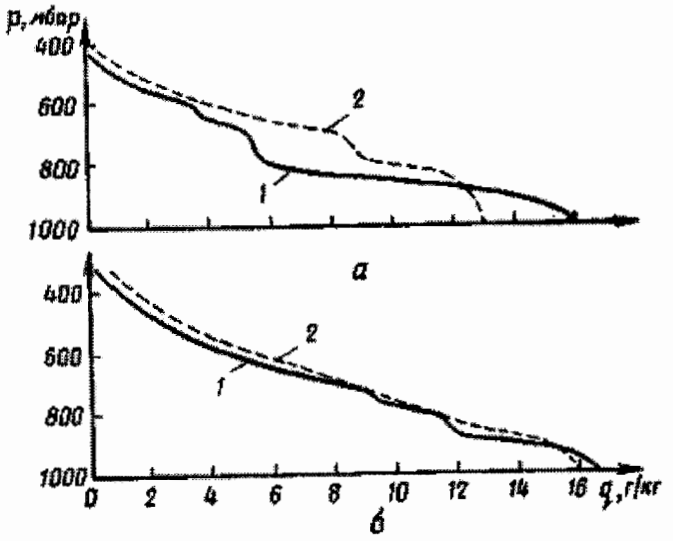



Рис. 4.22 – Вертикальний профіль вологості повітря за даними радіотеплового зондування:
а – без врахування приземної вологості, б – з врахуванням приземної вологості, 1 – вимірювання радіозондом, 2 – вимірювання радіометром

Тут, для порівняння, наведений профіль вологості, вимірюваний радіозондом. Точність відновлення профілю вологості атмосфери по вимірюваній яскравісній температурі без врахування приземної вологості значно нижче радіозондових вимірювань (рис. 4.22а). Точність відновлення профілю вологості може бути істотно підвищена, якщо використовувати інформацію про приземну вологість (рис. 4.22б).

*Відновлення профілю температури безхмарної атмосфери.* Завдання відновлення профілю температури аналогічне завданню відновлення профілю вологості, при цьому прийом радіотеплового випромінювання атмосфери проводиться в смузі поглинання кисню на довжині хвилі 0,5 см. У смузі поглинання кисню поглинання водяною парою невелике, отже, невелике і випромінювання атмосфери, обумовлене водяною парою. Врахування впливу цього випромінювання на точність відновлення профілю температури виконують за середніми кліматичними даними.

Відновлення профілю температури атмосфери за результатами



реальних радіотеплових вимірювань у смузі поглинання кисню ($\lambda=0,5$мм) на 3-5 довжинах хвиль (рис. 4.23) показує, що середня квадратична помилка відновлення профілю температури складає 2-5 К.

Порівняння отриманих профілів (3) з результатами одночасних вимірювань температури за допомогою радіозондування (1) і середнім кліматичним профілем (2) показує, що відновлення температури за радіотепловим вимірюванням краще відбиває її істинний хід, ніж відповідні середні кліматичні дані.

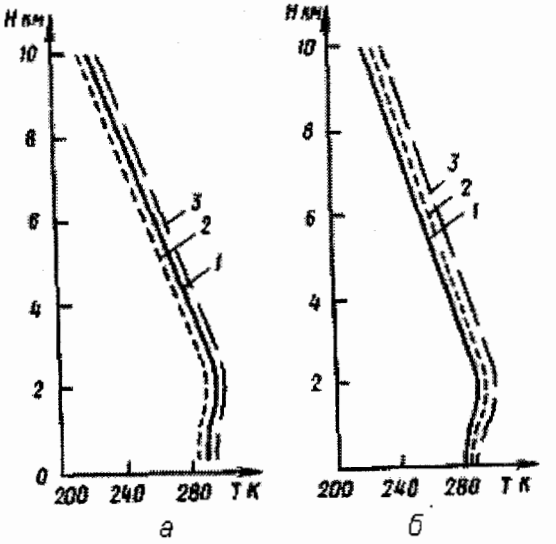



Рис. 4.23 – Вертикальний профіль температури атмосфери за даними радіотеплового зондування
а – при зондуванні по 3-х довжинах хвиль, б – при зондуванні по 5-х довжинах хвиль, 1– вимірювання радіозондом, 2 – середній кліматичний профіль, 3 – вимірювання радіометром

Теоретичні і експериментальні дослідження дозволяють зробити наступні виводи. Поглинання випромінювання у водяній парі і кисні сильно залежить від профілів метеорологічних параметрів атмосфери. Мікрохвильові радіометри мають високу спектральну розрізняльну здатність. Це дозволяє виконувати комплексне відновлення вертикальних профілів температури і вологості шляхом одночасного використання як слабких ($\lambda=1,35$ см), так і сильних ($\lambda=0,164$ см; $\lambda=0,25$ см; $\lambda=0,5$ см) резонансів для висот до 85-95 км.

## Питання для самоконтролю

1. Що таке радіолокація?
2. Що таке радіолокаційне спостереження?
3. Що таке радіолокаційні цілі?
4. Що таке радіолокаційна інформація?
5. Що таке радіолокаційна станція?
6. Що є джерелом радіолокаційної інформації?
7. Що є основою радіолокаційного спостереження?
8. Способи радіолокаційного спостереження.
9. Радіолокаційний канал.
10. Радіолокаційний огляд, методи огляду.
11. Вимірювання кутових координат об'єктів.
12. Вимірювання дальності об'єктів.
13. Основні діелектричні характеристики атмосфери.
14. Взаємодія електромагнітних хвиль із атмосферою.
15. Радіолокація метеоцілей. Основні рівняння радіолокації метеоцілей.
16. Вимірювання інтенсивності опадів і водності хмар за даними радіолокаційних спостережень імпульсними РЛС.
17. Радіолокаційне дослідження навколишнього середовища допплерівськими РЛС.
18. Взаємодія лазерного сигналу з навколишнім середовищем.
19. Вимірювання параметрів навколишнього середовища за допомогою лазера.
20. Радіотеплове випромінювання навколишнього середовища і його характеристики.
21. Дослідження навколишнього середовища за допомогою радіометрів.



# 5 НАДАННЯ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ В НАЗЕМНІЙ ПІДСИСТЕМІ ОДЕРЖАННЯ ДАНИХ ПРО СТАН ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА

В наземній підсистемі одержання даних (НПОД) моніторингова інформація про стан природного середовища може бути отримана точковими спостереженнями в окремих пунктах за допомогою термометрів, барометрів, гігрометрів і інших датчиків, а також просторовими спостереженнями, за допомогою технічних засобів дистанційного моніторингу – радарів, лідарів, сонарів і т.п. Інформація, яка одержана цими двома способами, має різну структуру і надається різними методами. Різниця в методах пов'язана з тим, що використовуватися інформація буде, головним чином, у моделях прогнозування стану природного середовища.

Як приклад розглянемо способи подання одного із самих складних видів моніторингової інформації, а саме, гідрометеорологічної інформації, тому що вона має досить високу динаміку в часі, великий просторовий розмах і високу точність при проведенні вимірювань.

## 5.1 Зберігання моніторингової інформації в наземній підсистемі одержання даних про стан природного середовища

Сучасний рівень комп'ютерних технологій створює умови для вирішення задачі автоматизації циклу гідрометеорологічних даних (ЦГМД). Під ЦГМД розуміється сукупність етапів збору, обробки, контролю, зберігання, використання даних. Функції ЦГМД здійснює автоматизована система.

Складність рішення даної задачі обумовлена технологічною різнорідністю етапів ЦГМД і просторовою віддаленістю її об'єктів. Збір первинних даних здійснюється на станціях і постах гідрометеорологічної мережі, обробка в тому або іншому вигляді ведеться в центрах, зберігання здійснюється в Центральній геофізичній обсерваторії. Технологічна різнорідність етапів спричиняє за собою накопичення неякісних гідрометеорологічних даних як в результаті відсутності налагодженої сучасної системи їх контролю, так і в результаті не уніфікованих форматів і способів зберігання даних.

Всі ці проблеми розв'язуються на основі застосування системного підходу. Декомпозиція задачі на ряд часткових задач, відповідних етапам ЦГМД виправдана паралельною розробкою єдиного інтерфейсу. Цілісність автоматизованої програмної системи і доступність досягається за допомогою розробки діалогового інтерфейсу користувача.

Як приклад ЦГМД розглянемо автоматизовану систему морських прибережних спостережень [8], показану на рис. 5.1.

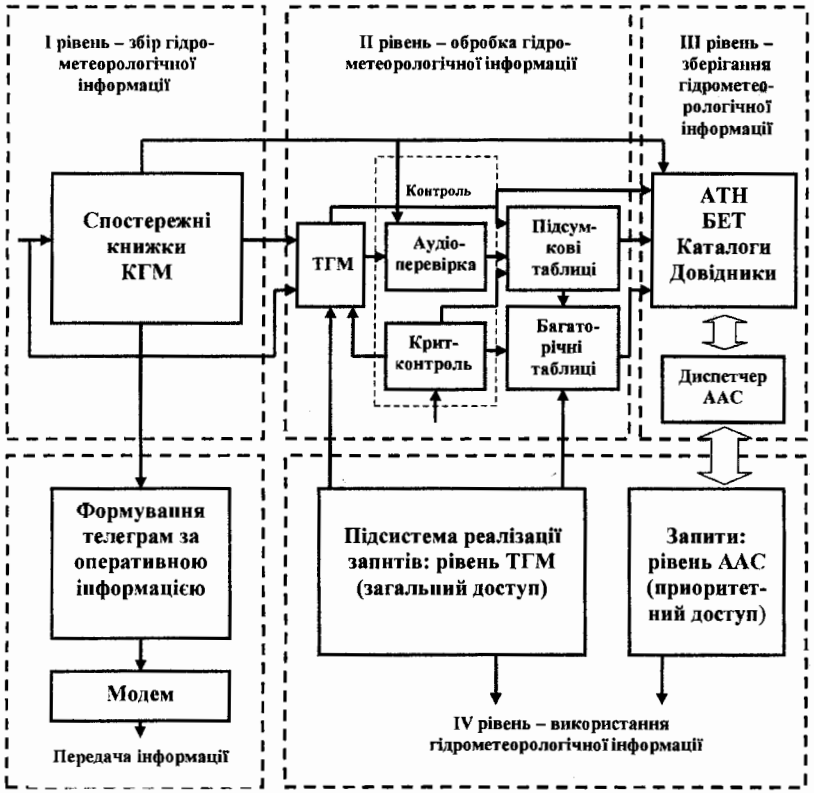



Рис. 5.1 – Цикл гідрометеорологічних даних
(КГМ – книжка гідрометеорологічна, ТГМ – таблиця гідрометеорологічна, АТН – архів на технічних носіях, ААС – автоматизована архівна система, БЕТ – база електронних таблиць)

У автоматизованій системі реалізовані чотири основні рівня циклу гідрометеорологічних даних: I рівень – збір гідрометеорологічної інформації; II рівень – її обробка; III рівень – зберігання і IV рівень – використання.

Перший рівень ЦГМД здійснюється за допомогою призначеного для користувача інтерфейсу „Спостерігач". Одержувана інформація із станцій і



постів вводиться в персональний комп'ютер у вигляді звичних книжок спостережень. Діалоговий інтерфейс взаємодії надає спостерігачу можливість автоматично створювати і відправляти телеграми з оперативною інформацією, а також здійснювати автоматичне формування таблично-графічного матеріалу і передачу, як книжок, так і таблиць по електронних каналах зв'язку.

На другому рівні здійснюється контроль даних. Особливістю є перевірка введеної інформації „на слух". В цьому випадку оператору достатньо надіти навушники, запустити програму озвучування і згідно „промовляємих" комп'ютером даних стежити за ними по початкових документах, вносячи виправлення. Гнучкість програмних компонент підсистеми контролю забезпечує можливість вибору голосу з бібліотеки записаних голосів, вибір мови, швидкості мови і ін.

Вбудований контроль даних також забезпечений діалоговим інтерфейсом, що повідомляє не тільки опис помилок, але і можливі шляхи їх усунення. Автоматично перевіряються буквені скорочення в таблицях, наявність помилок, що найбільш часто зустрічаються, – змішування російського і латинського регістрів, контролюються паспортні дані станції або поста, розрахункові значення параметрів.

Гнучка модульна структура дозволяє постійно удосконалювати систему обробки гідрометеорологічних даних в процесі адаптації до різних гідрометеорологічних центрів, станцій і бюро.

Третій рівень – зберігання гідрометеорологічних даних – є складною науковоємкою задачею, що обумовлена наступними чинниками:

1. необхідністю перетворення даних з одного програмного середовища в інше, більш вчинене;
2. необхідністю швидкого доступу до береженої інформації;
3. необхідністю реалізації запитів користувачів як оперативно-виробничих, так і наукових підрозділів;
4. необхідністю зберігання великих обсягів накопиченої і поточної комплексної інформації, її різнорідністю і просторово-часовою надмірністю.

У даний час на базі гідрометеорологічного бюро Севастополь створюється архів гідрометеорологічних даних, в якому оптимальним чином, з погляду приведених вище чинників, формуються дані.

Найважливішою частиною архіву, крім самих даних, є автоматизована архівна система (ААС), що є сукупністю взаємозв'язаних технічних і програмних засобів. В цілому, ААС – це комплекс програмно-технічних засобів, включаючи інформаційне забезпечення, призначений для формування, поповнення і підтримки в коректному стані архіву на технічних носіях (АТН). Функції ААС виконує автоматизоване робоче місце інженера (АРМ) в комплексі з методичним забезпеченням ААС.

У автоматизованій системі ЦГМД на четвертому рівні мається на увазі багаторівневе використання гідрометеорологічних даних:

1. рівень використання стандартних форм (оброблені таблиці, до яких є загальний доступ);
2. рівень запитів і вибірок із стандартних форм;
3. рівень запитів і вибірок з ААС (пріоритетний доступ).

У системі є довідкова система і презентація з анімаційно-довідковим представленням можливостей автоматизованої системи ЦГМД.

Описана система є частиною загальної національної інформаційної системи збору, передачі, зберігання, аналізу і забезпечення користувачів гідрометеорологічною інформацією.

## 5.2 Надання моніторингової інформації, одержаної при точкових спостереженнях

Існує три основних методи прогнозування погоди – гідродинамічний, фізико-статистичний і синоптичний. Перший з них заснований на чисельному розв'язанні рівнянь гідротермодинаміки, другий – на аналізі статистики метеовеличин за тривалий період спостереження в даному районі, третій – на основі аналізу полів метеорологічних величин. Найбільш показововими є гідродинамічний і синоптичний методи, оскільки в обох методах застосовуються просторові відображення полів метеовеличин на топографічних картах [9].

Розглянемо подання моніторингової інформації при гідродинамічному методі прогнозування.

Основою чисельних методів прогнозу погоди є гідродинамічні моделі атмосфери. Побудова таких моделей включає ряд етапів:

1) визначення і опис фізичних процесів, що призводять до зміни погоди;

2) вибір диференційних (або інших) рівнянь, що описують ці процеси, і при необхідності перетворення рівнянь, записаних у якій-небудь системі координат, до системи координат, пов'язаної з картографічними проекціями земної кулі;

3) заміна складного, безперервного середовища атмосфери більш простим середовищем з невеликим числом параметрів і значеннями метеорологічних величин у кінцевому числі точок простору;

4) чисельне розв'язання рівнянь і розрахунок значень метеорологічних величин для фіксованих точок простору і моментів часу.

При розробці прогностичних моделей атмосфери з метою короткострокового (1-3 доби) і середньострокового (3-10 діб) прогнозу погоди виділяють три основних типи атмосферних процесів: великомасштабні, середньомасштабні і дрібномасштабні процеси.



Великомасштабні, або макромасштабні процеси характеризуються горизонтальними масштабами порядку тисяч (1-10 тис.) кілометрів. Вони розвиваються за період часу порядку декількох (1-10) діб. Прикладами таких процесів є циклогенез, струминні плини і ін.

Середньомасштабні або мезомасштабні процеси розвиваються на площі, лінійні розміри якої мають порядок десятків і сотень кілометрів, за період часу порядку годин. До мезопроцесів можна віднести атмосферні фронти, розвиток купчастої хмарності, орографічні збурення та ін.

Дрібномасштабні або мікромасштабні процеси характеризуються горизонтальними масштабами порядку сантиметрів і метрів і часовими масштабами порядку секунд і хвилин. Приклад таких процесів – атмосферна турбулентність, процеси в приземному шарі.

Атмосферні рухи мають хвильовий характер, який необхідно враховувати при розробці і реалізації прогностичних моделей.

Великомасштабні хвилі (інерційні хвилі, або хвилі Росбі) – є синоптично значимими хвилями. Довжина цих хвиль становить тисячі кілометрів, період – кілька діб. Амплітуда коливань у полі тиску має порядок десятків гектопаскалів, а в полі вітру – десятків м/с. Очевидно, що ці хвилі є частиною великомасштабних процесів і обов'язково повинні враховуватися при розробці прогностичних моделей.

Гравітаційні хвилі утворюються при порушенні гідростатичної рівноваги. Ці хвилі належать, в основному, до мезомасштабних процесів. Однак деякі з них характерні і для дрібномасштабних процесів. Амплітуди таких хвиль у полі вітру становлять кілька м/с. Гравітаційні хвилі відіграють важливу роль у процесах виникнення агеострофічних складових вітру і циклогенезу. Тому їх враховування у прогностичних моделях також необхідне.

Акустичні хвилі належать в основному до мікромасштабного діапазону і на формування погоди не впливають. Але ці хвилі можуть істотно позначитися на результатах чисельного інтегрування рівняння моделі.

Формування погоди відбувається під впливом всіх типів атмосферних процесів (крім акустичних коливань). Однак „внесок" кожного процесу в різних умовах буде неоднаковий. Так, формування „однорідної" погоди на великих просторах („фону" погоди) відбувається головним чином під впливом великомасштабних процесів і великомасштабних хвиль. Мікропроцеси при цьому вносять свій певний але менш значимий внесок.

Погода у конкретній місцевості та у певний час доби буде визначатися в основному процесами мезомасштаба, що розвиваються на фоні великомасштабного процесу. Характерним прикладом є утворення купчасто-дощових хмар і злив у тиловій частині циклонів.

Звідси випливають певні пріоритети для включення тих або інших

процесів у прогностичну модель: великомасштабних, мезомасштабних і мікромасштабних процесів. Таким чином, на початковому етапі створення прогностичних моделей повинні бути сформульовані рівняння гідротермодинаміки, що дають математичний опис великомасштабних атмосферних процесів.

Основу усіх прогностичних моделей атмосфери складають – рівняння руху, надходження тепла, нерозривності, переносу вологи і атмосферних домішок, що є математичним виразом законів фізики (закони збереження імпульсу, енергії і маси), а також рівняння стану.

Ці рівняння для ідеальної атмосфери (без врахування турбулентної в'язкості), записані у відносній системі координат, пов'язаною з обертанням Землі і з абсолютною системою координат, вісь якої збігається з віссю обертання Землі (рис. 5.2), мають вигляд:

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\omega \times V + g, \quad \frac{dT}{dt} - \frac{\gamma_a}{g\rho}\frac{dp}{dt} = \frac{1}{c_p \rho}\left(E_л + E_ф\right),$$
$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + div\left(\rho V\right) = 0, \quad \frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho}E_П, \quad \frac{ds_a}{dt} = E_a, \quad p = R\rho T. \qquad (5.1)$$

В рівняннях (5.1) $V=ui + vj + wk$ – тривимірний вектор швидкості; $i, j, k$ – одиничні орти в системі координат Декарта $x$, $в$, $z$; $u$, $v$, $w$ – проекції вектора швидкості на осі координат; $p$, $\rho$ і $T$ – тиск, щільність і температура повітря; $\theta$ – потенційна температура:

$$\theta = T\,(P/p)^{\lambda},$$

$P$=1000 гПа, $\lambda=(c_p - c_v)/c_p$, $c_p$ і $c_v$ – питома теплоємність повітря при сталому тиску і при постійному обсязі відповідно; $g$ – вектор сили ваги до одиниці маси, $g_z = -g$ – проекція вектора сили ваги на місцеву вертикаль; $\omega=\omega_x i+\omega_y j + \omega_z k$ – вектор кутової швидкості обертання Землі із проекціями на вісі координат $\omega_x$, $\omega_y$ і $\omega_z$; $\gamma_a=g/c_p$ – сухоадіабатичний градієнт температури; $R$ – питома газова стала сухого повітря; $s_a$ – кількість домішки $a$ в одиниці об'єму повітря; $E_Л$ і $E_ф$ – швидкості зміни кількості тепла в одиниці об'єму за одиницю часу (надходження тепла при знаку «плюс» або відходження тепла при знаку «мінус») за рахунок променистого теплообміну і фазових перетворень води; $E_П$ – швидкість зміни кількості водяної пари; $E_a$ – швидкість зміни кількості домішки в одиниці об'єму (надходження або відходження домішки); $\nabla$ – градієнт:

$$\nabla = grad = i\frac{\partial}{\partial x} + j\frac{\partial}{\partial y} + k\frac{\partial}{\partial z};$$

$d/dt$ – часткова похідна:



$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V\cdot\nabla = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z};$$

$div\,A$ – об'ємна дивергенція вектора $A = A_x i + A_y j + A_z k$:

$$div\,A = \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} + \frac{\partial A_z}{\partial z},$$

де $A_x$, $A_y$, $A_z$ – проекції вектора;

$A\cdot B$ – скалярний добуток векторів А та В:

$$A\cdot B = A_xB_x + A_yB_y + A_zB_z,$$

де $B = B_x i + B_y j + B_z k$ – вектор із проекціями $B_x$, $B_y$, $B_z$;

$A \times B$ – векторний добуток векторів $A$ та $B$:

$$A \times B = (A_yB_z - A_zB_y)\,i + (A_zB_x - A_xB_z)\,j + (A_xB_y - A_yB_x)\,k.$$

Методів точного розв'язання таких нелінійних рівнянь практично не існує (крім окремих випадків). Внаслідок цього, для розв'язання рівнянь гідротермодинаміки з метою прогнозу полів метеовеличин застосовуються наближені, чисельні методи, зокрема метод сіток.

Нарівні з методом сіток застосовуються і методи, у яких передбачаються розкладання полів метеовеличин за допомогою рядів по ортогональних функціях, а розв'язання виконуються щодо коефіцієнтів розкладання (спектральні методи).

Розглянемо основні питання щодо застосування методу сіток.

Метод сіток передбачає завдання дискретних значень метеовеличин в області розв'язання рівнянь. У межах цієї області вибирається система відліку і вводяться дискретні значення незалежних змінних і безрозмірні координати на основі співвідношень:

$$i = \frac{x}{\Delta x},\ j = \frac{y}{\Delta y},\ k = \frac{z}{\Delta z}\left(k = \frac{p}{\Delta p}, k = \frac{\xi}{\Delta \xi}\right), s = \frac{t}{\Delta t},$$

де $\Delta x$, $\Delta y$, $\Delta z$ ($\Delta p$, $\Delta\zeta$) – кроки по простору (відстань між сусідніми точками на координатних осях); $\zeta = p/P$ ($P$ = 1000 гПа) – безрозмірний тиск; $\Delta t$ – крок за часом (відстань між сусідніми точками на осі часу). Сукупності точок, положення яких визначається дискретними безрозмірними координатами в просторі і часі, називаються просторово-часовими сітками,

а точки цих сіток називаються вузлами.

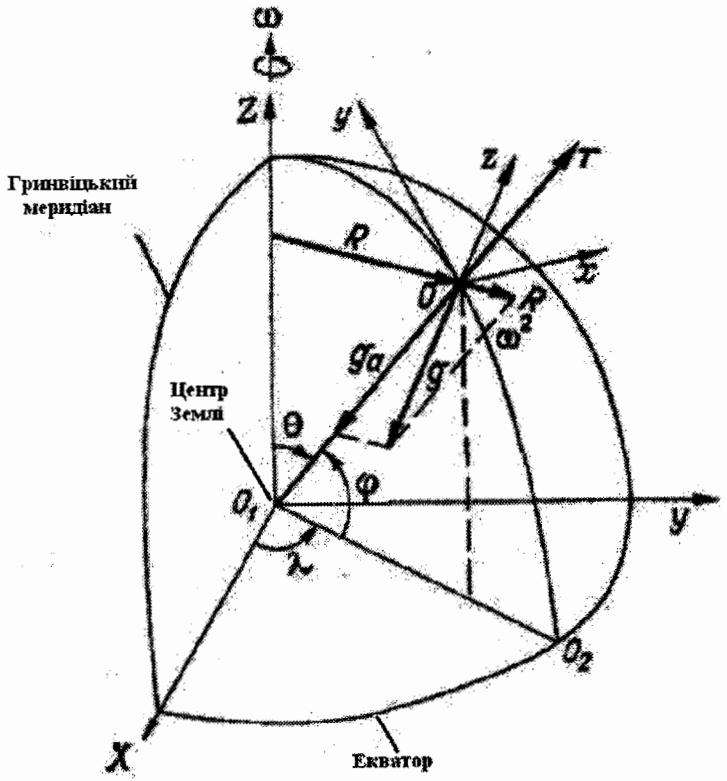



Рис. 5.2 – Абсолютна (інерційна) система координат з початком у центрі Землі $O_1$ і однією з вісей ($z$) прямокутної системи координат, що збігається з віссю Землі і спрямованої з півдня на північ, а також відносні системи координат, пов'язані із Землею, що обертається з кутовою швидкістю $\omega$. (Сферична система координат $O_1r\theta\lambda X$ ($r$ – відстань від центра Землі до даної матеріальної точки, $r$ – радіус-вектор, $\theta = \pi/2 - \varphi$ – полярний кут, $\varphi$ – широта місця (позитивна від півночі до екватора і негативна до півдня); $\lambda$ – довгота місця від меридіана Гринвіча до сходу; права прямокутна система координат Декарта $O_1XYZ$ з початком у центрі Землі; права прямокутна локальна система координат Декарта $Oxyz$ із центром у будь-якій точці земної поверхні $O$ та віссю $z$, спрямованою по місцевій вертикалі)



Таким чином, у методі сіток безперервний простір і час замінюються дискретною безліччю точок – вузлами сітки, а поля функцій (метеовеличин) $f(x, в, z(p, \zeta) t)$ задаються у вигляді безлічі дискретних – сіткових значень функцій $f^s_{i,j,k}$.

Сітки можуть розрізнятися по числу вузлів, розміру кроків, структурі комірок і способу розміщення метеовеличин у вузлах сітки.

Оскільки в методі сіток передбачається дискретне надання полів, то похідні в диференційних рівняннях можуть бути обчислені тільки за допомогою кінцевих різниць. Заміна похідних відношеннями кінцевих різниць називається кінцево-різницевою апроксимацією похідних. Похідна, представлена кінцевою різницею, називається кінцево-різницевим аналогом похідної.

В результаті заміни похідних у диференційних рівняннях гідротермодинаміки та в граничних умовах виходять кінцево-різницеві рівняння, які називають також кінцево-різницевими апроксимаціями (аналогами) рівнянь і граничних умов або кінцево-різницевих схем. Системи кінцево-різницевих рівнянь називають також чисельними моделями.

Сукупність кінцево-різницевих рівнянь, що апроксимують системи диференційних рівнянь гідротермодинаміки та граничних умов на безлічі вузлів сітки в межах області визначення розв'язання, є замкнутою системою алгебраїчних рівнянь.

Таким чином, метод сіток дозволяє розв'язання крайової задачі з початковими умовами для диференційних рівнянь звести до розв'язання систем алгебраїчних рівнянь.

Розглянемо процедуру прогнозу на основі рівнянь гідротермодинаміки методом сіток.

При цьому методі діагностичні і прогностичні рівняння, а також граничні умови апроксимуються кінцево-різницевими рівняннями. У початковий момент часу $t_0$ у вузлах просторової сітки точок задаються початкові умови. У граничних вузлах, тобто в точках, що лежать на поверхнях, які обмежують область розв'язання, ставляться граничні умови. За початковими умовами з використанням граничних умов обчислюються кінцево-різницеві аналоги всіх членів прогностичних рівнянь, які містять похідні по простору, а також залежні змінні, що не під знаком похідних, у всіх внутрішніх вузлах сітки. Сума цих членів у кожному прогностичному рівнянні чисельно дорівнює похідній за часом. Потім, використовуючи кінцево-різницеві аналоги похідних за часом і початкові умови, обчислюють значення залежних змінних (метеовеличин) наприкінці інтервалу часу, що дорівнює кроку часу, тобто в момент часу $t_0+\Delta t$. Після цього за допомогою діагностичних рівнянь обчислюють ті метеовеличини, для яких немає прогностичних рівнянь. У результаті одержують прогноз

всіх метеовеличин, які фігурують у системі рівнянь гідротермодинаміки, у момент часу $t_0+\Delta t$, тобто наприкінці першого кроку за часом. Отримані метеовеличини використовуються як початкові умови для прогнозу на наступному кроці за часом.

Повторюючи багаторазово цю процедуру, можна одержати прогноз метеовеличин для заданого моменту часу $t_0+N\Delta t$ ($N$ – число кроків за часом, $N\Delta t$ – прогностичний інтервал часу). Розглянутий метод послідовного розв'язання рівнянь називається методом кроків за часом (методом інтегрування кроками за часом).

У всіх схемах інтегрування за часом рівнянь гідротермодинаміки, застосовуваних у завданнях чисельного прогнозу, використовується метод кроків за часом.

Наприкінці інформація буде надана у вигляді просторового розподілу метеовеличин у кожний заданий момент часу, обумовлений дискретністю даних (рис. 5.3, 5.4).

## 5.3 Надання моніторингової інформації, одержаної при дистанційних спостереженнях

При дистанційних спостереженнях, основаних на використанні електромагнітних хвиль, зокрема, радіолокаційних, потрібно представити отриману інформацію в зручному вигляді. Відбиті сигнали повертаються до радіолокаційної станції (радару), до лазерної локаційної станції (лідару), до мікрохвильової локаційної станції (радіометру) у вузькому тілесному куті, величину якого визначають розміри антенної системи. Цей тілесний кут називається діаграмою направленості антени, тому що для визначення напрямку відбитого імпульсу, тобто для визначення кутових координат цілі – азимута і кута місця, випромінювана енергія концентрується в якомусь одному напрямку і здійснюється спрямоване приймання (приймання сигналів тільки в напрямку випроміненої потужності). Спрямовані передача та приймання, крім вимірювання кутових координат, забезпечує збільшення дальності. В МРЛС одна і та ж антена використовується як для випромінювання зондівного сигналу, так і для приймання відбитого сигналу.

Для визначення напрямку надходження відбитого імпульсу, тобто для визначення кутових координат цілі – азимута і кута місця, випромінювана енергія концентрується в якомусь одному напрямку і здійснюється спрямоване приймання (приймання сигналів тільки в напрямку випроміненої потужності). Спрямовані передача і приймання, крім виміру кутових координат, забезпечують істотне збільшення дальності радіолокації.



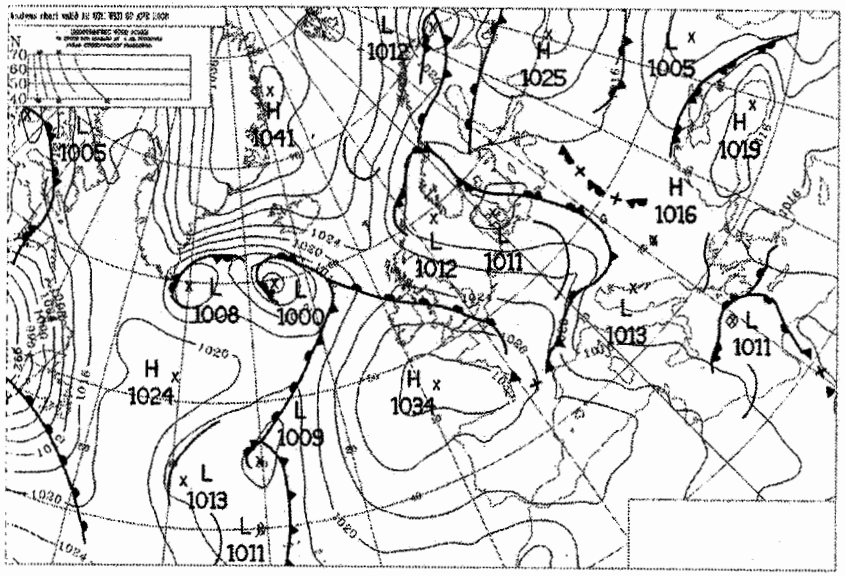



Рис. 5.3 – Надання поля атмосферного тиску за даними наземної мережі спостережень
(точкові значення тиску, отримані кожною з метеорологічних станцій, об'єднані лініями рівного тиску – ізобарами; подібні карти для атмосферного тиску, температури, вологості та ін. будуються за даними мережі кожну третю годину)

Діаграмою направленості антени на передачу називається залежність випромінюваної потужності (або напруженості поля) від напрямку (рис. 5.5а).

Діаграмою направленості антени на приймання називається залежність потужності (напруженості поля) на виході антени від напрямку надходження електромагнітної хвилі (рис. 5.5а).

В діаграмі направленості є основна (головна) пелюстка, яка характеризує основне випромінювання антени і бічні пелюстки, рівень яких істотно нижче головної пелюстки. У реальних антенах досить легко одержати бічні пелюстки, рівень яких на 20-30 дБ нижче основної. Бічні пелюстки характеризують паразитне випромінювання РЛС і приймання

відбитих сигналів, створених паразитним випромінюванням.

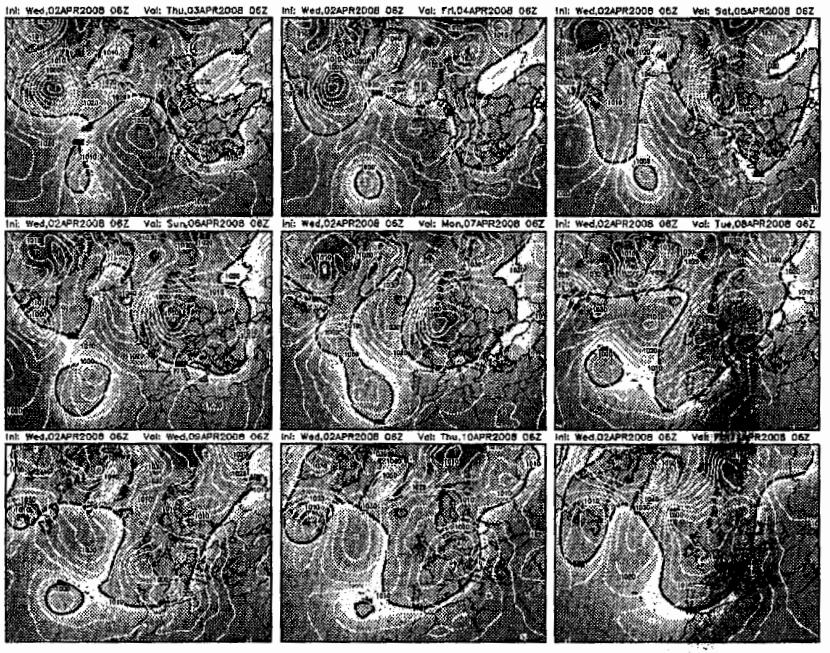


Рис. 5.4 – Результат прогнозу полів атмосферного тиску і температури на дев'ять днів
(білі лінії з числами – ізобари, чорна лінія – лінія розподілу позитивних і негативних температур, поле температур відображається різними кольорами і щільністю кольору)

Ширина діаграми направленості визначається кутом розкриву $\theta$ на рівні половини максимального значення потужності ($0{,}5P_{max}$), випромінюваного антеною (рис. 5.5в). Ширина діаграми направленості пропорційна відношенню довжини хвилі випромінюваних коливань до діаметра (розмірам) антени. Коефіцієнт направленої дії антени в заданому напрямку показує у скільки разів потужність, випромінювана в заданому напрямку, більше потужності при рівномірному випромінюванні:

$$G(\alpha) = P(\alpha) / P_0,$$



де $P(\alpha)$ – величина потужності, випроміненої під кутом $\alpha$ до осі діаграми направленості (рис. 5.5а);

$P_0$ – величина потужності, випроміненої при рівномірному (ізотропному) випромінюванні (рис. 5.5б).

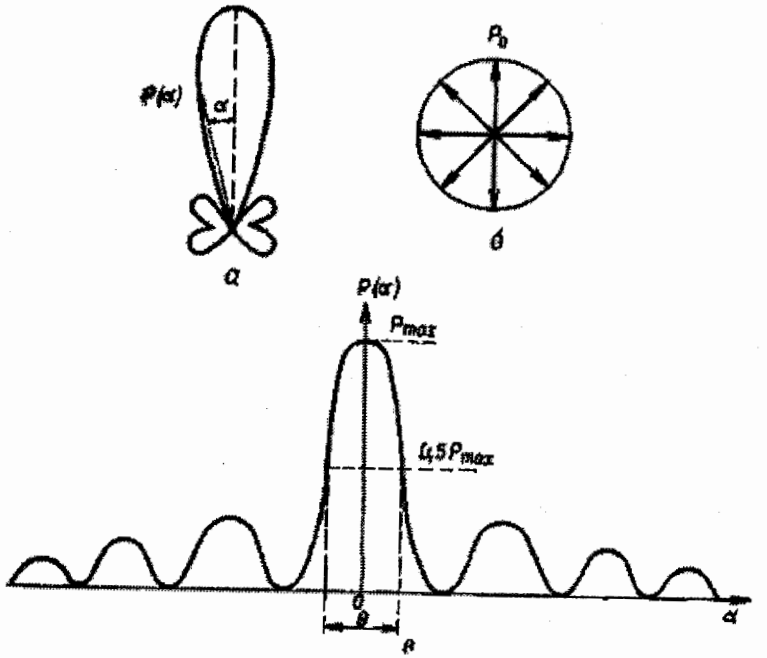



Рис. 5.5 – Види діаграми направленості
а – спрямоване випромінювання; б – рівномірне (ізотропне) випромінювання; в – діаграма направленості в декартовій системі координат

Коефіцієнт направленої дії антени в напрямку максимуму діаграми направленості визначається співвідношеннями:

$$G(0) = 4\pi / (\theta_г\theta_в), \quad G(0) = 4\pi A/\lambda^2,$$

де $\theta_г$, $\theta_в$ – ширина діаграми направленості антени в горизонтальній і вертикальній площині відповідно (у радіанах);

$A$ – ефективна площа антени (площа, що реально бере участь у прийманні електромагнітної енергії), або апертура, що визначається через

геометричну площу $A_г$ співвідношенням:

$$A = (0,3–0,7)\, A_г.$$

Звичайно в метеорологічних РЛС (МРЛС) діаграма направленості має голчастий вигляд, при цьому ширина діаграми направленості в горизонтальній і вертикальній площині рівні і визначаються співвідношенням:

$$\theta_г = \theta_в = (60–80)\lambda/d_a\,, \qquad (5.2)$$

де $d_a$ – діаметр розкриву антени.

Для одержання інформації із усього навколишнього простору антенна система повинна здійснити радіолокаційний огляд яким-небудь із методів, зазначених у п.п. 4.1.1. Весь навколишній простір є зоною спостереження. Зоною спостереження РЛС називається область простору, у якій можна виявити об'єкти і вимірювання їх координат із заданою точністю. Зона спостереження характеризується максимальною і мінімальною дальностями дії станції, межами огляду по азимуту і куту місця. Мінімальною дальністю дії РЛС (мертвою зоною) називається прилегла область простору, у якій РЛС не може виявляти об'єкти. Очевидно, що радіус мертвої зони залежить від тривалості випромінюваних імпульсів, тому що доти, поки імпульс «не відірветься» від антени, приймання відбитих сигналів неможливе. Максимальною дальністю дії РЛС називається максимально можлива відстань, на який ще можливе виявлення об'єктів. Воно однозначно визначається частотою повторення випромінюваних імпульсів. Межа огляду по азимуту і куту місця в РЛС вибирається такою, щоб забезпечити огляд всієї небесної півкулі.

У сучасних МРЛС огляд по азимуту здійснюється навкруги, а по куту місця від обрію до зеніту. Тому зона спостереження буде мати вигляд, зазначений на рис. 5.6.

Це півкуля – тривимірна геометрична поверхня і пристрій відображення отриманої усередині цієї поверхні інформації (це – відбиваність і допплерівська інформація) повинне бути також тривимірним або псевдотривимірним, тобто повинна бути відображена тривимірна картина на плоскому екрані.

Однак на практиці, оскільки немає ще доступних тривимірних індикаторних пристроїв, здійснюють відображення радіолокаційної інформації в горизонтальних перетинах зони спостереження на заданій висоті (рис. 5.7а,б).

Ця інформація двовимірна, у координатах азимут-дальність, і легко відтворюється існуючими пристроями візуалізації. Наприклад, на рис. 5.7а,б у перетинах зони спостереження в координатах азимут-дальність відображений розподіл значень відбиваності. Різні значення відбиваності



при цьому кодуються різною яскравістю. Можливо також відображення інформації із всіх висот на площину основи півкулі.

Зону спостереження можна перетинати не тільки горизонтальними площинами, але і вертикальними. У цьому випадку також відображається двовимірна картина, але в координатах дальність-кут місця (рис. 5.8). У перетинах зони спостереження в координатах дальність-кут місця відображений розподіл значень відбиваності (рис. 5.8,б). Різні значення відбиваності при цьому відображаються різною яскравістю.

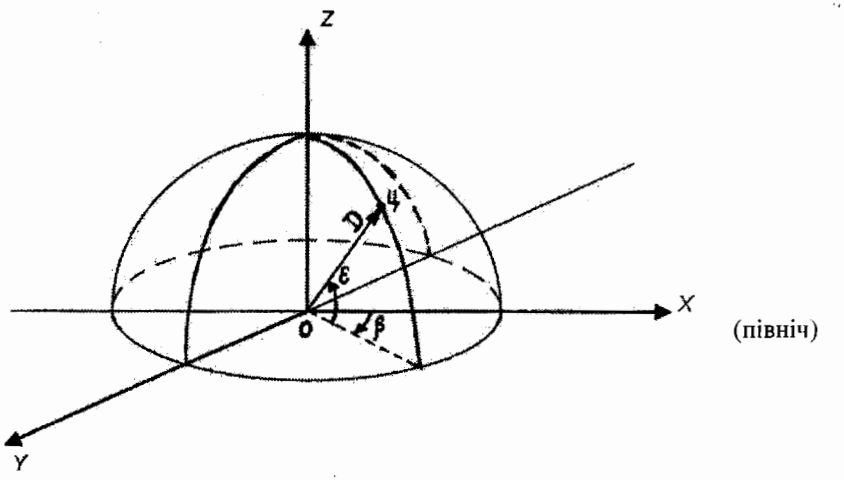



Рис. 5.6 – Зона спостереження метеорологічної РЛС, зображена в сферичній поверхневій системі координат
(*О* – точка розташування РЛС, *Ц* – ціль, *D* – похила дальність до цілі, $\beta$ – азимут цілі, $\varepsilon$ – кут місця цілі)

Після розшифрування і географічної прив'язки радіолокаційні дані надходять до споживачів у вигляді карт із нанесеною на них додатковою інформацією, наприклад, про баричне поле. Зразок такої карти наведений на рис. 5.9.

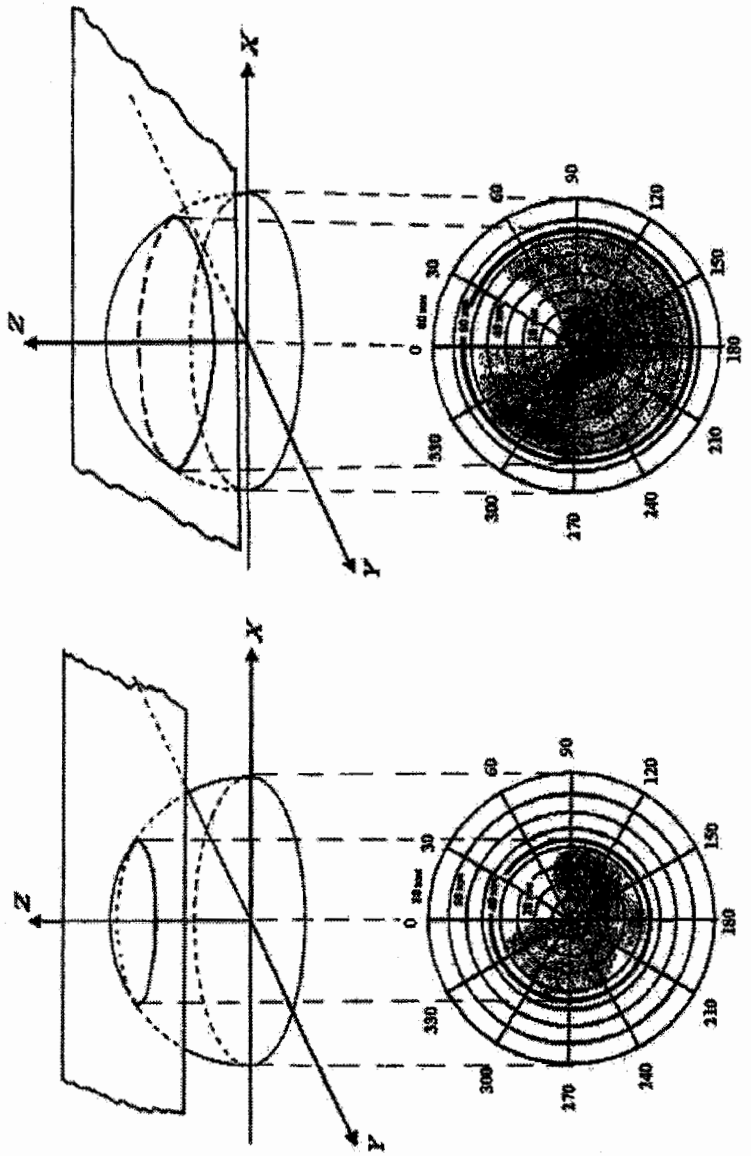
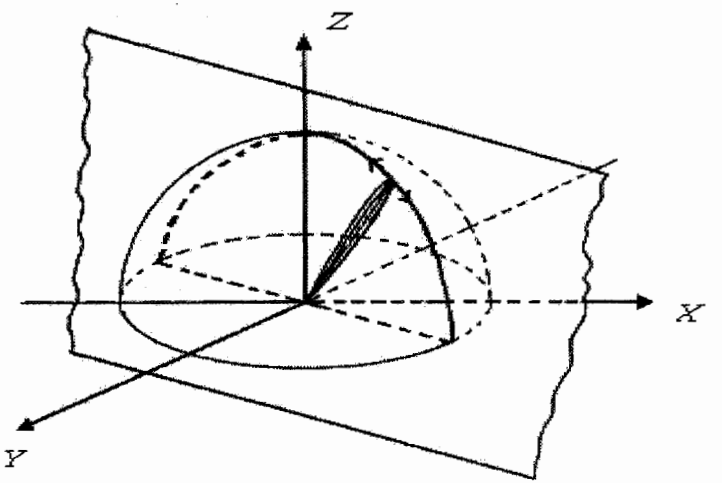
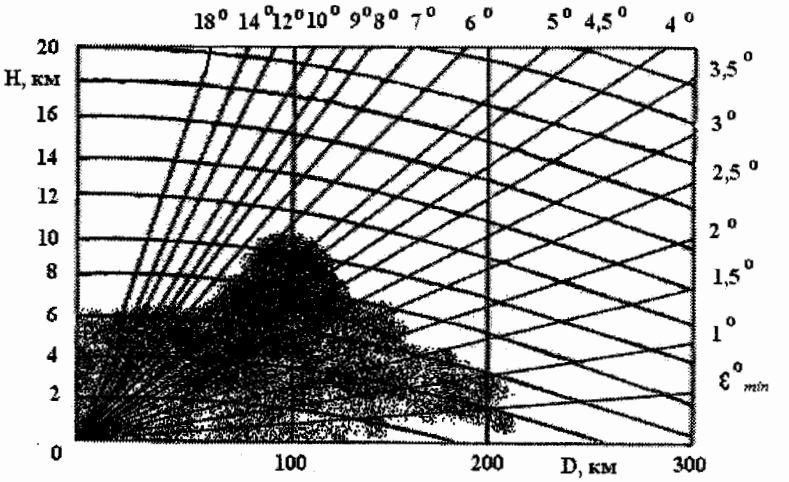



Рис. 5.7 – Надання радіолокаційної інформації в горизонтальних перетинах зони спостереження






а




б

Рис. 5.8 – Надання радіолокаційної інформації в вертикальному перетині зони спостереження

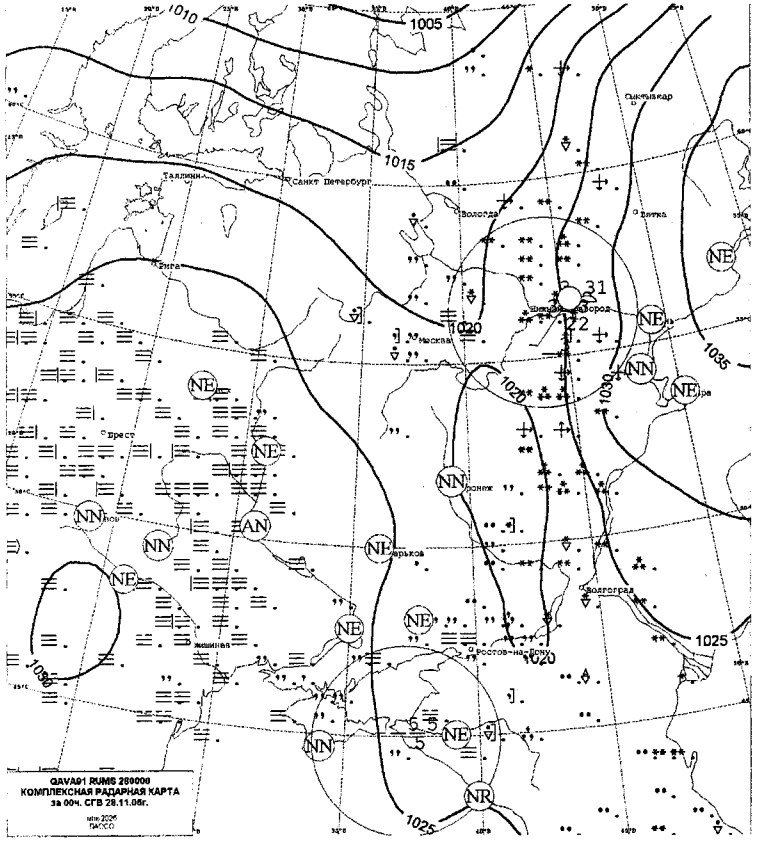



Рис. 5.9 – Комплексна радарна карта за 28.11.2006 р., 00 СГВ

Аналогічне надання радіолокаційної інформації застосовується і в існуючих автоматизованих метеорологічних радіолокаційних комплексах АМРК «Метеоячейка» (рис. 5.10) і в метеорологічній автоматизованій радіолокаційній мережі «Марс» (рис. 5.11) [4, 5, 10, 11].



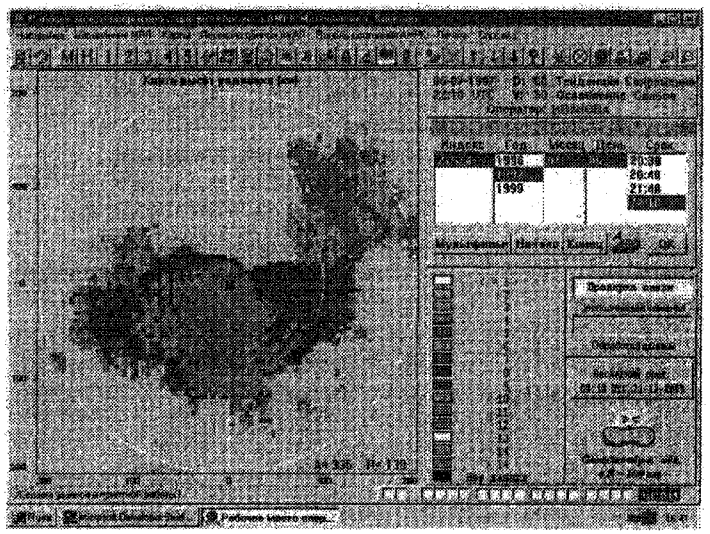


Рис. 5.10 – Карта висот верхньої границі радіолуни АМРК «Метеоячейка»

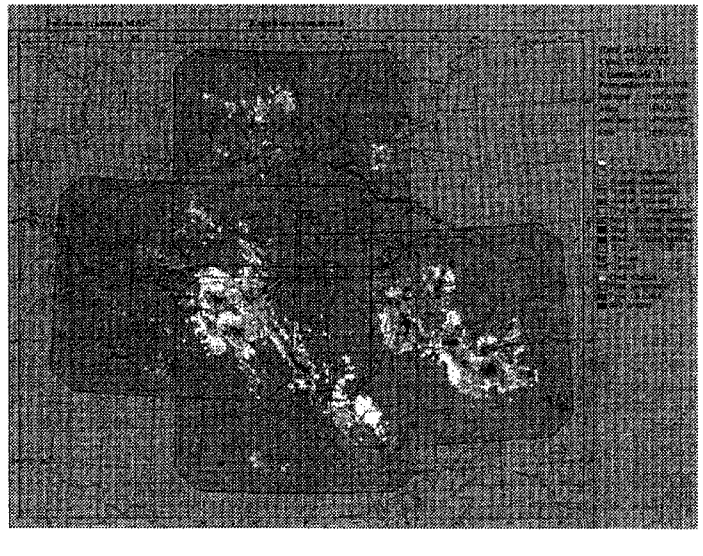


Рис. 5.11 – Стикована карта даних метеорологічних радіолокаторів мережі «Марс»

Питання для самоконтролю

1. Два основних способи одержання моніторингової інформації в наземній підсистемі одержання даних.
2. Етапи побудови гідродинамічних моделей атмосфери.
3. Типи (за масштабом) атмосферних процесів, яки включають у прогностичну модель.
4. Рівняння, що входять у прогностичну модель атмосфери.
5. Метод сіток, застосований при чисельному методі прогнозу полів метеовеличин.
6. Процедура прогнозу на основі рівнянь гідротермодинаміки методом сіток і відображення прогностичної інформації.
7. Поняття про діаграму направленості антени.
8. Поняття про зону спостереження і її характеристик.
9. Способи відображення тривимірної радіолокаційної інформації у двовимірному просторі.
10. Подання радіолокаційної інформації в існуючих системах автоматизації обробки даних і її відображення.



# 6 КОСМІЧНА ПІДСИСТЕМА ОДЕРЖАННЯ ДАНИХ ПРО СТАН ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА. КЛАСИФІКАЦІЯ ТЕМАТИЧНИХ ЗАДАЧ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ З КОСМОСУ

## 6.1 Космічна підсистема одержання даних про стан природного середовища

Космічна підсистема одержання даних (КПОД) є допоміжною підсистемою СДМ, що забезпечує одержання, аналіз і узагальнення інформації про стан атмосфери, водних об'єктів суши, морів, океанів, підстильної поверхні [2, 13, 16].

Основу космічної підсистеми одержання даних про стан природного середовища складають космічні апарати типу «Січ», однак, через нерегулярність їх роботи, використовувати для зондування можуть також космічні системи дистанційного зондування інших держав. Космічна інформація про стан природного середовища може бути отримана з усіх супутників, що працюють у режимі „відкритого неба", коли доступ до супутникової інформації є вільним, без необхідності укладання договору з організацією-власником супутника про можливість використання супутникової інформації, або із супутників держав, з якими укладені відповідні угоди. При цьому потрібно відзначити, що інформація, одержана в режимі «відкритого неба», має більш низьку розрізняльну здатність по простору і динамічному діапазону на відміну від оплачуваної.

КПОД базується на вимірюванні характеристик природного середовища при глобальних і регіональних просторових спостереженнях, яки доповнюють по ряду показників точковими спостереженнями для підвищення якості прогнозування динаміки земних процесів. Вимірювання характеристик природного середовища здійснюються за допомогою космічної мережі спостережень.

Структурно КПОД складається з декількох елементів, основним з яких є космічна мережа спостережень. Крім того, до складу підсистеми входять органи керування, органи збору і збереження інформації, органи обробки інформації (рис. 6.1).

Сукупність космічних апаратів (рис. 6.2) для спостережень за станом природного середовища, побудована за певним науково обґрунтованим принципом, утворює ***космічну мережу спостережень***. Основне її призначення – проведення систематичних спостережень за станом атмосфери, вод суши і морів, підстильної поверхні, сільськогосподарських культур, за складом і рівнем забруднення природного середовища.

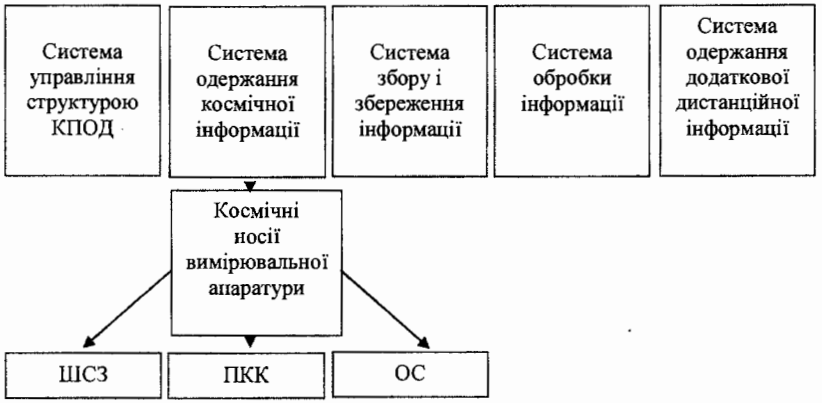



Рис. 6.1 – Космічна підсистема одержання даних
ШСЗ – штучний супутник Землі, ПКК – пілотований космічний корабель, ОС – орбітальна станція

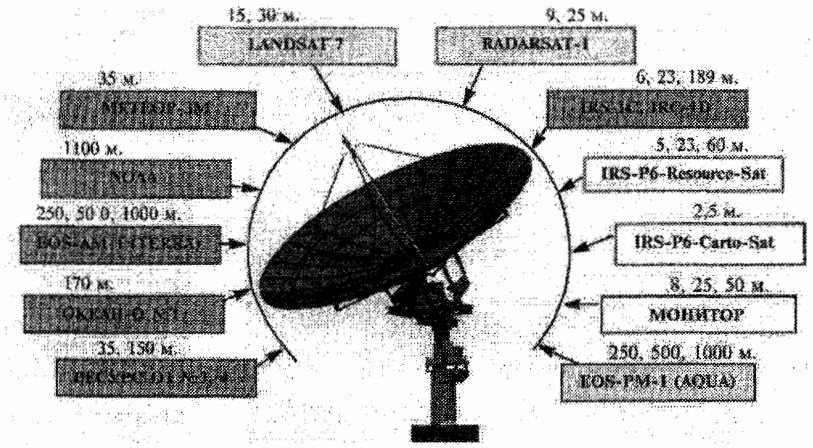



Рис. 6.2 – Космічна мережа спостережень
(над назвою супутника зазначена розрізняльна здатність у метрах для його різних скануючих пристроїв)

На рис. 6.3 наведена структура КПОД, виходячи з інформаційної точки зору.



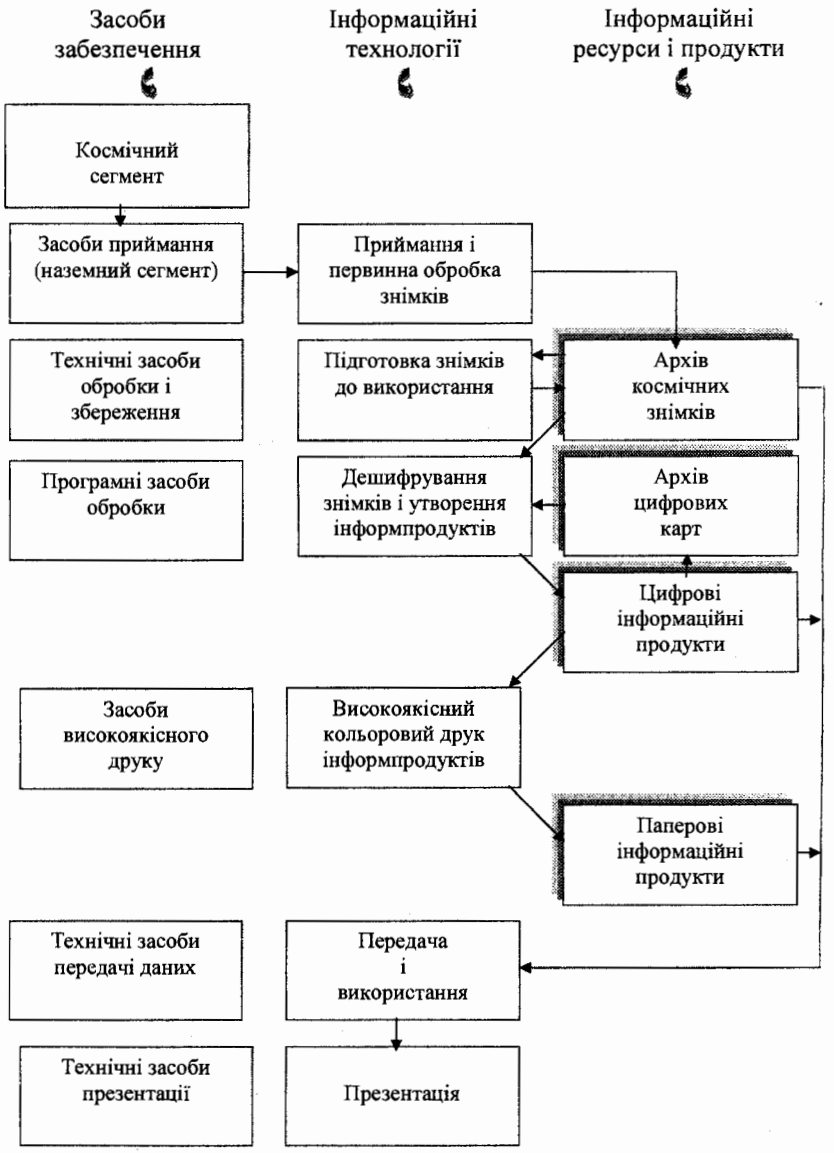



Рис. 6.3 – Інформаційна структура КПОД

## 6.2 Класифікація тематичних задач дистанційного зондування Землі з космосу

Дані дистанційного зондування Землі зі штучних супутників мають широке застосування. Це обумовлюється багатьма причинами, основною є та, що кількість супутників, виведених на орбіту різними країнами, безупинно збільшується.

Перевага супутникових спостережень полягає в можливості оперативного одержання глобальних даних, а також даних по важкодоступних районах, розташованих у будь-якому місці Землі і поверхні океану.

На ранніх етапах розвитку супутникової мережі найбільший ефект давала інформація, взята від метеорологічних супутників сімейства „NOAA" і „Метеор" через її високу регулярність. Інформація від інших супутникових систем, а саме, „Океан", „Січ", „Ресурс" і інших, у господарських інтересах використовувалася нерегулярно. Це було пов'язане з тим, що приймання інформації здійснювалося на комплексах технічних засобів, зосереджених у регіональних центрах приймання даних і належних окремим відомствам. Такий підхід приводив до того, що втрачалася основна перевага космічної інформації – оперативний перегляд великих територій, тому що при нерозвиненій інфраструктурі передачі даних основний час йшов на доставку інформації кінцевому користувачу. Крім того, обробка інформації в таких центрах була орієнтована на великі спеціалізовані комплекси технічних засобів, що принципово утрудняло доступ користувачів до інформації на ранніх етапах обробки.

Зараз приймання інформації з деяких супутників здійснюється безкоштовно за концепцією „відкрите небо" Всесвітньої Метеорологічної Організації (WMO), для чого створені прості і надійні засоби приймання і обробки супутникової інформації метеорологічного і природньоресурсного призначення. Прикладом подібної системи може служити персональна станція прийому супутникової інформації „КОСМЭК".

Завдяки засобам приймання і первинної обробки космічної інформації практично будь-яка організація або окремий індивідуум можуть брати участь у наукових дослідженнях з використанням отриманої інформації. Тому важливо організувати подібні наукові дослідження і класифікувати всі або більшу частину виникаючих завдань досліджень по оцінці природних ресурсів і стану навколишнього середовища. У табл. 6.1, як приклад, наведений варіант такої класифікації але він не претендує на повноту, оскільки дослідження в цій області постійно поширюються [12].



Таблиця 6.1 – Класифікація тематичних задач оцінки природних ресурсів і навколишнього середовища, розв'язуваних з використанням дистанційного зондування Землі з космосу

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| А. ГЕОЛОГІЯ НАДР (у т.ч. підземні води) | А1. СТРУКТУРНА ГЕОЛОГІЯ | 1.Трансрегіональні диз'юнктиви | 1.1. Виявлення трансрегіональних лінеаментів, розривних порушень |
| | | | 1.2. Виявлення зон планетарної тріщинуватості |
| | | | 1.3. Виявлення кільцевих структур різних рангів і типів (мега-, макромезоструктури, полігенні, моногенні і т.п.) |
| | | 2.Структурно-формаційні підрозділи | 2.1. Уточнення структурного каркаса території, у тому числі виділення тектонічних блоків різного ступеня переробки (кліважних, розсланцованих, зім'ятих у складки і т.п.) |
| | | | 2.2. Виявлення структур, уточнення контурів виявлених структур і зон різних типів (синкліноріі, антикліноріі, мікститові, сутурні комплекси і т.п.) |
| | | 3. Регіональні диз'юнктиви | 3.1. Виявлення регіональних лінеаментів, розривних порушень різних видів і елементів їх будови |
| | | | 3.2. Виявлення ареалів різних типів тріщинуватості (паралельні, радіальні, віялоподібні, концентричні, конусоподібні і ін.) |
| | | 4.Неотектоніка (сучасні процеси) | 4.1. Виявлення зон новітньої ендогенної активності динаміки зміни параметрів теплових аномалій (рифтові, сейсмогені й ін.) |
| | | | 4.2. Виявлення ділянок локальних структур, активних у новітній час (дрібних розривів, тріщинуватості, структур просідання, зсуву, активізації вулканів і їх елементів, фумарол і ін.) |
| | | 5. Складчасті комплекси (зони) і структури | 5.1. Виявлення і уточнення регіональних структур різних типів (лінійно-складчастого, покривно-складчасті, зминання, меланжеві, міжбрилових дислокацій, вали і т.п.), для відкритих територій, розшифровка їх внутрішньої будови |
| | | | 5.2. Виявлення і уточнення межі великих складок і структур (синкліналі, антикліналі, брахіструктури, горстів-антикліналі, горсти-синкліналі, гранито-гнейсові куполи, вали і т.п.), для відкритих територій, розшифровка їх внутрішньої будови |
| | | 6.Локальні структурні елементи | 6.1. Виділення розривів локального класу: дрібні розлами, що оперяють, елементи динамопар, ділянки тріщинуватості, катаклаза і ін. |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 6.2. Виділення дрібних складок і їх груп, замкових частин великих складок, структурних носів, діапірів лінійних і куполоподібних, соляних куполів і ін. |
| | А2. ПОРОДНІ КОМПЛЕКСИ | 7. Стратифіковані утворення | 7.1. Виділення і уточнення контурів стратифікованих утворень (товщі, комплекси, пачки і ін.) |
| | | | 7.2. Простежування по простяганню маркуючих (опорних) обріїв, шарів серед однорідних порід |
| | | 8. Магматичні утворення | 8.1. Виділення регіональних площ розвитку інтрузивних утворень (інтруз. комплекси, батоліти, штоки, поліхронні масиви і ін.), простежування їх межі |
| | | | 8.2. Виділення регіональних площ розвитку вулканічних утворень (вулк. комплекси, складнопобуовані лавові, туфові і лахарові поля, вулкано-плутони, страто-вулкани, кальдеро-вулкани, моногенні вулкани, щитові будівлі і ін.), простежування їх межі |
| | | | 8.3. Виділення локальних площ розвитку інтрузивних утворень (фазні тіла, акмоліти, бісмаліти, інтрузивні куполи, конічні поклади, лакколіти, лополіти, штоки і ін.), виявлення їх внутрішньої будови, у межах відкритих територій простежування межі, рідке одержання інформації про речовинний склад геологічних тіл |
| | | | 8.4. Виділення площ розвитку не стратифікованих вулканічних утворень (вулк. підкомплекси, лавові і туфові покриви, каскади, маари, вулканічні конуси, куполи, діатреми, сілли, сомми, великі екструзіви і ін.), на відкритих територіях, виявлення їх внутрішньої будови, простежування контурів |
| | | | 8.5. Виділення малих інтрузій (даєк, жив, силл, лінійно витягнутих малих інтрузій неправильної форми і ін.), контури їх полів і штокверкових жильних зон |
| | | | 8.6. Виділення локальних вулканічних і палеовулканічних тіл (лавові і лахарові потоки, паразитичні кратери, жерловини, вулканічні голки, некки, екструзіви, трубки вибуху, туфові і туффізітові дайки і ін.), простежування їх межі і по простяганню |



| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | 9. Метаморфічні утворення | 9.1. Виділення площ розвитку метаморфічних утворень (метаморфічні і метасоматичні підкомплекси, ділянки, зони приконтактових, природламних метасоматических порід і ін.), для відкритих територій, виявлення елементів їх внутрішньої будови, простежування межі |
| | | 10. N-Q утворення | 10.1. Дешифрування N-Q відкладень, визначення їх генетичних типів, співвідношень, форм тіл різного речовинного складу |
| | | 11.Приховані утворення | 11.1. Виявлення і геометризація похованих (неглибоко залягають) частин геологічних тіл і тектонічних порушень |
| | А3. МІНЕРАГЕНІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ | 12. Мінерагеничне районування | 12.1. Уточнення межі мінерагеничних підрозділів (мінерагеничних зон, поясів, басейнів і ін.) |
| | | | 12.2. Уточнення межі мінерагеничних підрозділів (рудоносних районів, площ, вузлів, полів і ін.), для відкритих територій виявлення елементів внутрішньої будови |
| | | | 12.3. Уточнення межі структур, з якими пов'язані родовища вугілля, нафти, газу, (стратиформного і ін. генетичних типів), для відкритих територій виявлення елементів їх внутрішньої будови |
| | | 13. Рудоконтролюючі структури і комплекси | 13.1. Одержання додаткових критеріїв для уточнення закономірностей розміщення корисних копалин, локалізації потенційно рудоносних об'єктів, перспективних ділянок (рудоконтролюючих розламів, їх зчленувань, перетинань, зон дроблення, тріщинуватості, складок і замкових частин, сприятливих породних комплексів і ін.) |
| | А4. ГІДРОГЕОЛОГІЯ | 14.Гідрогеологічне районування | 14.1. Гідрогеологічне районування по межах породних комплексів, водорозподілам, водотокам і т.п. (гідрогеол. регіони, райони, басейни 3 і 4 порядків і ін.) |
| | | | 14.2. Уточнення межі водогосподарчих підрозділів (водогосп. регіони, райони, басейни 1 і 2 порядки і т.п.) |
| | | 15.Природні ресурси підземних вод (ПРПВ) | 15.1. Уточнення межі територій оцінки ПРПВ (стокові басейни в межах артезіанських басейнів, структурно-літологичні бар'єри і ін.) |
| | | | 15.2. Виявлення непрямих ознак і виявлення ділянок місця розташування грунтових вод, контури водоносних шарів |
| | | | 15.3. Виявлення ділянок розвантаження (розкриття) грунтових вод на поверхні |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | А5. ГЕОМОРФОЛОГІЯ І СУЧАСНІ РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ | 16. Генетичні категорії рельєфу | 16.1. Визначення генетичного типу рельєфу для території (водної ерозії, абразії і акумуляції, водно-льодовиковій ерозії і акумуляції; вітровій ерозії й акумуляції; вулканічній діяльності і їх різновиди) |
| | | | 16.2. Виділення схилів і визначення їх генезису (обвально-осипні, зсувні, соліфлюкційні, делювіальні, ерозійні, алювіально-терасові, тектонічні, поверхні лавових потоків і ін.) |
| | | 17. Морфографічні категорії рельєфу | 17.1. Визначення морфографічні категорії рельєфу території (рівнинний, горбкуватий, гірський) |
| | | | 17.2. Визначення морфографічного типу рельєфу (хвилястий, горбистий, гривистий, западінний, балковий, яружний, передгірний, високогірний і ін.) |
| | | | 17.3. Визначення морфографічного типу схилу (опуклий, увігнутий і ін.) |
| | | | 17.4. Визначення морфографічного типу річкової долини (U-образна, V-образна, терасована, безрусельна-деллева і ін.) |
| | | 18. Морфометричні категорії рельєфу | 18.1. Визначення морфометричного типу рельєфу по густоті розчленовування |
| | | | 18.2. Виділення територій з різним типом розчленовування (структурно-денудаційне, структурно-ерозійне і ін.) |
| | | | 18.3. Виділення морфометричного типу рельєфу по глибині розчленовування |
| | | | 18.4. Виявлення ділянок аномальних ухилів поздовжнього профілю тальвегів водотоків |
| | | 19. Форми рельєфу | 19.1. Виділення елементів, що обмежують форми рельєфу (схил, вершина, брівка, сідловина, уступ, вододіл, тиловий шов і ін.) |
| | | 20.Карстово-суфозійні процеси і осідання грунту | 20.1. Виділення ділянок виходу на поверхню карстуючих порід |
| | | | 20.2. Виявлення форм прояву карстово-суфозійних процесів |
| | | | 20.3. Виділення масивів із проявом карстово-суфозійних процесів |
| | | | 20.4. Визначення типів малюнків, густоти і характерних розмірів карстових і суфозійних депресій у межах виділюваного масиву |
| | | | 20.5. Виявлення спряженості форм прояву карстово-суфозійних процесів з елементами ерозійної мережі |



| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 20.6. Визначення стадії розвитку форм прояву карстово-суфозійних процесів і виділення усередині виділеного масиву ділянок поширення форм прояву карстово-суфозійних процесів, що перебувають на різних стадіях розвитку |
| | | | 20.7. Визначення впливів, що підсилюють розвиток карстово-суфозійних процесів |
| | | 21. Геокріологічні явища | 21.1. Виділення термокарстових озерних масивів, аласів і хасирів, визначення щільності форм і їхнього характерного малюнка |
| | | | 21.2. Виділення ділянок схилів з розвитком процесів соліфлюкції |
| | | | 21.3. Виділення курумних полів |
| | | | 21.4. Виявлення таликів |
| | | | 21.5. Визначення стадії розвитку криогенних процесів і виділення масивів поширення форм прояву криогенних процесів, що перебувають на різних стадіях розвитку |
| | | | 21.6. Виявлення й типізація ділянок прогресуючої деградації ММП |
| | | | 21.7. Визначення факторів, що стимулюють розвиток криогенних процесів |
| | | 22. Ерозійні процеси | 22.1. Виявлення масивів із проявом площинного змиву |
| | | | 22.2. Виявлення ярів |
| | | | 22.3. Визначення масивів, підданих процесам балкоутворення |
| | | | 22.4. Визначення характерного малюнка, розмірів, густоти форм прояву процесів лінійної і площинної ерозії |
| | | | 22.5. Виявлення спряженості форм прояву лінійної ерозії зі структурно-тектонічною будовою |
| | | | 22.6. Виділення ділянок активно, що руйнуються берегів, водотоків |
| | | | 22.7. Визначення факторів, що стимулюють розвиток ерозійних процесів |
| | | | 22.8. Визначення стадії розвитку форм (окремих частин форм) прояву ерозійних процесів і виділення ділянок поширення ерозійних процесів, що перебувають на різних стадіях розвитку |
| | | 23. Процеси переформування бе- | 23.1. Виявлення типів абразійних форм (кліфи, бенчі, укоси, кекури, абразійні дуги і ін.) |
| | | | 23.2. Виявлення ділянок узбережжя із проявом термоабразійних процесів |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | регової зони озер і водосховищ | 23.4. Виділення типів акумулятивних берегів і форм берегової акумуляції |
| | | | 23.5. Визначення форм берегової акумуляції (тераси і пляжі, коси, перейми, томболо, перевисипки, пляжі, лагуни, відмели і осушки літоралі) |
| | | | 23.6. Виділення ділянок формування потоків зважених наносів |
| | | | 23.7. Визначення ступеня активності руйнування берегів і виділення ділянок з різним ступенем активності процесів руйнування берегів |
| | | | 23.8. Визначення режиму берегової акумуляції (інтенсивність і сезонність уздовж берегового і поперечного переміщення наносів і річкового твердого стоку) |
| | | 24. Гравітаційні процеси | 24.1. Виділення ділянок схилів зі зсувними деформаціями |
| | | | 24.2. Виділення осипів і обвалів |
| | | | 24.3. Виділення делювіально-пролювіальних конусів виносу |
| | | | 24.4. Визначення стадії розвитку форми прояву і її елементів |
| | | | 24.5. Виділення масивів із проявом гравітаційних процесів і виділення ділянок усередині виділеного масиву з формами, що перебувають на різних стадіях розвитку |
| | | 25. Еолові процеси | 25.1. Виявлення піщаних масивів |
| | | | 25.2. Визначення типів і внутрішньої структури піщаних масивів |
| | | | 25.3. Визначення ступеня закріпленості піщаних масивів рослинним покривом |
| | | | 25.4. Виявлення вогнищ прояву дефляції й визначення впливів, що підсилюють розвиток |
| | | 26.Болота і заболочені території | 26.1. Виділення великих болотних масивів |
| | | | 26.2. Визначення типу болотних масивів – ефтрофні (низинні), мезотрофні (перехідні) і оліготрофні (верхівкові) |
| | | | 26.3. Виділення внутрішньої структури елементів болотного масиву – гряди, мочажини, озера, водотоки, драговини і ін. |
| | | | 26.4. Визначення стадії розвитку болота (зразкову потужність торф'яної товщі) |
| | | | 26.5. Визначення характеру водного живлення болота |
| | | | 26.6. Розпізнавання шляхів руху води в болоті |



| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Б. ГІДРОЛОГІЯ І ПОВЕРХНЕВІ ВОДНІ РЕСУРСИ | Б1. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ | 27.Гідрографія річок | 27.1. Виділення річкової мережі |
| | | | 27.2. Визначення характерного малюнка річкової мережі |
| | | | 27.3. Виділення балок стоку і лощин |
| | | | 27.4. Виділення річкової долини і її елементів (брівка, схил, дно, заплава, тераси і ін.) |
| | | | 27.5. Виділення вододілів річкових систем (контури річкових басейнів) |
| | | | 27.6. Визначення типу ріки по джерелу живлення |
| | | | 27.7. Виділення і типізація приустєвих ділянок (дельта, естуарій) і його елементів |
| | | | 27.8. Виявлення сліпих усть рік (висячих дельт) |
| | | 28. Гідрографія озер | 28.1. Виділення озер |
| | | | 28.2. Визначення типу озера по характеру водообміну (стічні, безстічні, проточні і ін.) |
| | | | 28.3. Визначення генетичного типу озерної улоговини |
| | | | 28.4. Розрізнення прісних і мінеральних (солоних) озер |
| | | | 28.5. Визначення типу мінеральних озер (самосадні, сухі і ін.) |
| | | | 28.6. Виявлення основних частин озер і водоймищ і їхніх елементів (береговий схил, узбережжя, берегова обмілина) |
| | | | 28.7. Визначення лінії уріза води озер і водоймищ |
| | | | 28.8. Виділення прибережної рослинності й визначення ступеня заростання й фази заростання озер і водоймищ |
| | | | 28.9. Виявлення цвітіння озер і водоймищ |
| | | 29. Процеси в руслах рік | 29.1. Виявлення елементів будови заплав великих рік (закруту, меандри, фуркі, стариці і ін.) |
| | | | 29.2. Виділення і типізація русла ріки (фуркуюче, меандруюче і ін.) |
| | | | 29.3. Визначення типу меандрування русла |
| | | | 29.4. Виявлення і типізація великих руслових форм і їхніх елементів (гряди, перекати, плесо, затони і ін.) |
| | | | 29.5. Виявлення структури молодих заплавних утворень (острова, обмілини, коси, вимощення, бичевники і ін.) |
| | | | 29.6. Визначення типу руслового процесу |
| | | | 29.7. Визначення розподілу мутності по руслу ріки |
| | | | 29.8. Виявлення суспензії твердого стоку рік в устя рік і її розподіл |
| | | 30. Гідрометрія рік і | 30.1. Визначення коефіцієнта звивистості ріки |
| | | | 30.2. Визначення густоти річкової мережі |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | озер | 30.3. Визначення довжини і порізаності берегової лінії озер і водоймищ |
| | | | 30.4. Визначення температури водної поверхні великих водойм |
| | | 31.Оцінка льодового стану морів, озер, рік і водосховищ | 31.1. Установлення віку льодів і визначення вікового складу льодів у зоні |
| | | | 31.2. Виявлення початкових видів льодів |
| | | | 31.3. Виявлення форм нерухомого льоду (припай, підошва припаю, лід на березі і ін.) |
| | | | 31.4. Виявлення і оцінка просторів чистої води серед льоду (розводдя, ополонка, вимоїна і ін.) |
| | | | 31.5. Виявлення і оцінка дрейфуючих льодів (льод, згуртованість і ін.) |
| | | | 31.6. Визначення характеристик крижаної поверхні (тороси, засніженість, забруднення льоду і ін.) |
| | | | 31.7. Оцінка стадії танення льодів |
| | | | 31.8. Виявлення нерівномірності сходу льоду на ріках (розкриття) |
| | | | 31.9. Виявлення льодових заторів на ріках, ділянок русла з бігом води поверх льоду й ін. |
| | | 32. Паводки і повені | 32.1. Виявлення межі затоплених територій |
| | | | 32.2. Виявлення межі зон затоплення |
| | | | 32.3. Виявлення причин затоплення заплави (льодових заторів, заломів і ін.) |
| | | 33. Сніговий покрив | 33.1. Виявлення межі областей стійкого сніжного покриву |
| | | | 33.2. Визначення стану снігу |
| | | | 33.3. Виявлення межі сходу сніжного покриву |
| | | 34. Льодовики | 34.1. Виявлення і типізація льодовиків |
| | | | 34.2. Виявлення області живлення і стоку льодовика |
| | | | 34.3. Виявлення поверхневих і бічних морен льодовика |
| В. ЛІСОВІ РЕСУРСИ І РОСЛИННИЙ ПОКРИВ | В1. ГЕОБОТАНІКА | 35. Лісу | 35.1. Типізація лісових співтовариств |
| | | 36. Степу | 36.1. Виділення і типізація ділянок зі степовою рослинністю |
| | | 36а.Степові пожежі | 36а.1. Оперативне спостереження за степовими пожежами |
| | | | 36а.2. Визначення ступеня і швидкості відновлення степового рослинного покриву |
| | | 37. Лугова | 37.1. Виділення і типізація лугів заплавних терас |
| | | | 37.2. Виділення й типізація гольцевих і підгольцевих лугів |
| | | 38. Болотні | 38.1. Виділення і типізація рослинності заболочених днищ річкових долин |



| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 38.2. Виділення і типізація рослинності верхівкових боліт |
| | | | 38.3. Виділення і типізація рослинності боліт у криолітозоні |
| | | 39. Чагарник | 39.1. Виділення і типізація чагарників |
| | | | 39.2. Виділення ділянок з кедровим стланіком |
| | | 40. Рослинність тундри | 40.1 Виділення і типізація рослинності гірських тундри |
| | | | 40.2. Виділення і типізація рослинності рівнинної тундри |
| | | 41. Сезонні зміни рослинного покриву | 41.1. Визначення індексів вегетації рослинного покриву |
| | В2. ЛІСОВІ РЕСУРСИ | 42. Запаси лісу | 42.1. Визначення межі лісів і лісистості територій |
| | | | 42.2. Оцінка породного складу дерев |
| | | | 42.3. Оцінка зімкнутості пологу |
| | | | 42.4. Виділення масивів старих лісів |
| | | | 42.5. Оцінка вікової структури і продуктивності лісів |
| | | | 42.6. Виділення масивів рідколісь, вітровалів |
| | | | 42.7. Виявлення місця розвитку ентомопатологій (для великих вогнищ) |
| | | 43. Лісові пожежі і інвентаризація лісу після пожежі | 43.1а. Оцінка пожежонебезпеки лісів |
| | | | 43.1. Визначення координат ділянок загоряння і оперативне спостереження за лісовими пожежами |
| | | | 43.2. Виділення гарів і визначення віку пожежі |
| | | | 43.3. Оцінка стану поновлення вигорілих ділянок лісу |
| Г. ВПЛИВ НА ПРИРОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ | Г1. НАДРА | 44. Вплив горно промислових, енергетичних підприємств і інженерних споруд | 44.1. Виявлення відкритих кар'єрних розробок, шламонакопичувачів, відстійників промислових вод, дражних полігонів, кущів свердловин |
| | | | 44.2. Виявлення внутрішньої структури об'єктів користування надр |
| | | | 44.3. Визначення стану об'єктів користування надр (стадії проведення робіт) |
| | | | 44.4. Визначення межі порушення ліцензійних ділянок при веденні відкритих розробок |
| | | | 44.5. Виявлення ділянок антропогено-стимульованих сучасних і омолоджених ЕкП і визначення ступеня їх активізації (44.7) |
| | | | 44.6. Виявлення інженерних споруджень, що випробовують вплив ЕкП, і визначення ступеня впливу (44.8) |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 44.7. Виділення територій з різним ступенем перетворення (порушене) геологічного середовища (44.9) |
| | Г2. ЛІСУ | 45. Вплив при проведені лісозаготівель | 45.1. Визначення освоєння лісових масивів рубаннями |
| | | | 45.2. Визначення типу рубань (посвітління й проріджування, прохідні, суцільні, вибіркові) |
| | | | 45.3. Визначення площі лісосіки |
| | | | 45.4. Виявлення порушень межі відводу лісосік |
| | | | 45.5. Виявлення порушень норм по ширині і напрямку лісосік і рубання (проти пануючого напрямку вітрів) |
| | | | 45.6. Виявлення недотримання встановленої ширини насінних смуг і куртин |
| | | | 45.7. Оцінка стану місць рубань і виявлення порушень (знищення підросту і грунтового покриву на площі, що перевищує припустиму, недотримання протипожежних вимог і ін.) |
| | | | 45.8. Виявлення ділянок відомості лісового покриву в межах водоохоронних зон великих водотоків (водозахисних лісів) |
| | | | 45.9. Виявлення ділянок лісозаготівель у межах особливо охоронюваних територій (заповідники, заказники, національні парки) |
| | | | 45.10. Виявлення порушення правил рубань на схилах і порушення рослинного і грунтового покриву, що виконує функції інженерного захисту грунтів |
| | Г3. ЗЕМЛІ | 46.Оцінка земель | 46.1. Виявлення ділянок пасовищної дигресії в степовій зоні (випасу худоби) |
| | | | 46.2. Виявлення масивів грунтового покриву з ознаками деградації |
| | | | 46.3. Виділення ділянок з різним ступенем перетворення (порушення) рослинного покриву |
| | | | 46.4. Виявлення ділянок розвитку процесів дефляції і масивів пісків, що перевіваються |
| | | | 46.5. Виявлення процесів опустелювання на ділянках нераціональної меліорації |
| | | | 46.6. Виявлення ділянок приколодезного опустелювання |
| | | | 46.7. Виявлення солончакових масивів і їх структури |
| | | | 46.8. Виділення усередині масиву ділянок з різним ступенем засолення |
| | | | 46.9. Визначення причин процесів засолення грунтів |



| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 46.10. Визначення ступеня і виявлення факторів опустелювання |
| | | | 46.11. Виявлення ділянок і локалізація джерел забруднення земель нафтою, нафтопродуктами і ін. (44.5) |
| | | | 46.12. Визначення видів використання земель |
| | | 47.Дорожно-комунікаційні об'єкти | 47.1. Виявлення комунікаційних об'єктів, їхнє ранжирування (продуктопроводи, дороги, ЛЕП і т.п.) (44.6) |
| | | | 47.2. Виявлення наслідків будівництва і експлуатації доріг і комунікацій |
| | Р. 4. ЛАНДШАФТИ | 48. Оцінка стійкості антропогенних систем | 48.1. Ранжирування ділянок природно-антропогенних систем по ступені стійкості до антропогенних впливів (44.10) |
| | | | 48.2. Виділення площ із ознаками структурних і функціональних змін і їхня оцінка (44.11) |
| | | | 48.3. Виявлення господарської діяльності в межах ООПТ |
| | Р.5. СЕЛІТЕБНІ ТЕРИТОРІЇ | 49.Екологічні проблеми міст | 49.1. Виявлення об'єктів розміщення відходів виробництва і споживання (47.1) |
| | | | 49.2 Виявлення несанкціонованих місць розміщення відходів виробництва і споживання (47.2) |
| | | | 49.3. Виявлення несанкціонованих забудов, зміни планування міст і сіл |
| | | | 49.4. Оцінка густоти забудови і озеленення міст |
| | | | 49.5 Визначення забруднення сніжного покриву навколо міст |
| | Г6. ВОДНІ ОБ'ЕКТИ | 50. Вплив на берегову зону (48) | 50.1. Виявлення гідротехнічних споруджень (48.1) |
| | | | 50.2. Виявлення промислових об'єктів, що перебувають у безпосередній близькості від берегової зони великих водойм і їх інфраструктури (48.2) |
| | | | 50.3. Визначення ділянок берегової зони з впливом селітебних і промислових об'єктів і, що мають різний ступень перетворення (48.3) |
| | | 51. Вплив на акваторію (49) | 51.1. Виявлення на поверхні водойм ділянок, забруднених поверхнево-активними речовинами (аварійних скидань і розливів забруднюючих речовин) і визначення джерел забруднення (49.1) |
| | | | 51.2. Виявлення ділянок водойм, забруднених мінеральними суспензіями (аварійних скидань і розливів забруднюючих речовин) і визначення джерел забруднення (49.2) |

| Галузь | Розділ | Тема | Найменування задачі |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| | | | 51.3. Виділення ділянок водойми з різним ступенем забруднення, визначення їх розмірів і ранжирування (49.3) |
| | | | 51.4. Визначення площі і ступеня забруднення водоймищ ГЕС деревиною |
| | | | 51.5. Прогноз поширення забруднюючих речовин по акваторії в межах водного басейну (49.4) |
| | Г7. ПОВІТРЯНЕ СЕРЕДОВИЩЕ | 52. Аерозольно-димові забруднення (50) | 52.1. Визначення джерел аерозольно-димовіих забруднень (50.1) |
| | | | 52.2. Визначення площ поширення й ступені аерозольно-димових забруднень (50.2) |

Питання для самоконтролю

1. Характеристика космічної підсистеми одержання даних про стан природного середовища.
2. Структура космічної підсистеми одержання даних про стан природного середовища.
3. Інформаційна структура космічної підсистеми одержання даних про стан природного середовища.
4. Класифікація тематичних завдань дистанційного зондування Землі з космосу.



# 7 ФІЗИЧНІ І ТЕХНІЧНІ ОСНОВИ ОДЕРЖАННЯ КОСМІЧНОЇ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ. ХАРАКТЕРИСТИКА КОСМІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ

## 7.1 Основні поняття про рух штучного супутника Землі. Орбіти штучних супутників Землі

Використання штучного супутника Землі (ШСЗ) для наукових і прикладних цілей потребує знання закономірностей його руху. Вибір параметрів орбіти дозволяє заздалегідь обчислити тривалість існування супутника, а також прогнозувати можливість спостереження за ШСЗ із Землі і огляду Землі з супутника. Отже, для географічної прив'язки всіх спостережень бажано складати каталоги координат супутника для послідовних моментів часу (його ефемериди), причому важливо мати ці каталоги наперед і на тривалий час [13, 14].

Шлях супутника у просторі, називається *траєкторією*. Рух супутника стосовно Землі відбувається на *ділянці орбітального польоту* в *орбітальній площині*. Цей рух описується законом Кеплера.

Однак на політ супутника впливають збурюючі фактори, які спричиняють відхилення від руху Кеплера. До цих факторів можна віднести додаткові сили тяжіння Землі, обумовлені її несферичністю, сили тяжіння Місяця, Сонця і інших планет, аеродинамічні і електромагнітні сили, світловий тиск і ін. Дія цих сил або постійна, або змінюється при переміщенні супутника по орбіті. Ці сили називаються *постійно діючими збурюючими силами*.

Крім того, в орбітальному польоті ШСЗ може одержувати удари метеоритних тіл, притягання інших ШСЗ, короткочасні гальмові або прискорюючі імпульси при включенні бортових реактивних двигунів і т.п. Такі збурюючі сили називаються *миттєвими*, або *імпульсними*.

Вплив постійно діючих і імпульсних збурюючих сил призводить до того, що параметри руху ШСЗ по орбіті відрізняються від параметрів, розрахованих за формулами руху Кеплера. Відмінність дійсних параметрів від розрахункових називають збуренням, а сам рух ШСЗ під дією, хоча б однієї, збуджуючої сили – *збуреним*.

Всі збурення діляться на *вікові і періодичні*. Вікові збурення безупинно змінюють елементи орбіти супутника пропорційно часу. Періодичними називаються такі збурення, значення яких повторюються через певний інтервал часу. Вони поділяються на *короткоперіодичні і довгоперіодичні*.

*Елементи орбіти ШСЗ*. Рух матеріальної точки за незбуреною кеплеровою орбітою буде однозначно визначений, якщо будуть задані

*елементи орбіти*, а саме:

– параметри, що визначають розміри і форму орбіти;

– площина, у якій розташовується орбіта;

– параметри, які характеризують орієнтацію орбіти в цій площині;

– момент часу проходження рухомої точки через певну точку орбіти (або положення рухомої точки на орбіті в заданий момент часу).

Елементи вводяться для деякої системи координат, початок якої збігається із притягуючим центром, а осі зберігають незмінні напрямки в просторі так, щоб добове і річне обертання Землі викликали найменшу зміну координат цієї площини. За основну площину беруть або площину екліптики певної епохи, або площину земного екватора, а вісь абсцис направляють у точку весняного рівнодення. Як точку відліку вибирають на екваторі точку Овна $\gamma$.

Нехай $P_N P_S$ – вісь світу, відносно до якої побудована небесна сфера, де показані екватор і точка Овна (рис. 7.1). Проведемо через центр *0* сфери площину орбіти і у цій площині побудуємо еліптичну орбіту ШСЗ так, щоб один з її фокусів був у точці *0*. Точки $A_0$ та $П_0$ будуть відповідно апогеєм і перигеєм орбіти. Проекцією орбіти на небесну сферу буде велике коло $A$ ☊ $П$ ☋, по якому площина орбіти січе сферу. Точки перерізу цього кола з екватором ☊ і ☋ називаються вузлами орбіти – висхідним і спадним, а лінія ☊ ☋ – лінією вузлів. Апогей і перигей проектуються на сферу в точки $A$ та $П$ (апоцентр і перицентр), лінія $АП$ називається лінією апсид.

*Положення орбіти в просторі* задається двома елементами:

1. Нахилення (нахил) площини орбіти до основної площини – двогранний кут між площиною орбіти і площиною екватора, відлічуваний від площини екватора проти ходу стрілки годинника для спостерігача, що знаходиться в точці висхідного вузла. Позначається через $i$, змінюється від 0° до 180°.

2. Довгота висхідного вузла $\Omega$ – кут, розташований в екваторіальній площині і відлічуваний від напрямку на точку весняного рівнодення $\gamma$ до лінії вузлів ☊ ☋ , тобто лінії перерізу площини орбіти із площиною екватора; висхідним вузлом ☊ орбіти називають точку, у якій тіло переходить із південної півкулі в північну; протилежна точка ☋ називається спадним вузлом. Довгота висхідного вузла змінюється від 0° до 360°.

*Орієнтація еліпса в площині орбіти* визначається одним елементом:

3. Аргумент перигею або кутова відстань від вузла – це кутова відстань перицентра, що позначається $\omega$, є кутом між лінією вузлів і лінією апсид; тобто, кут з вершиною в притягуючому центрі між напрямками на висхідний вузол і перицентр орбіти. Аргумент перигею змінюється в межах від 0° до 360°.



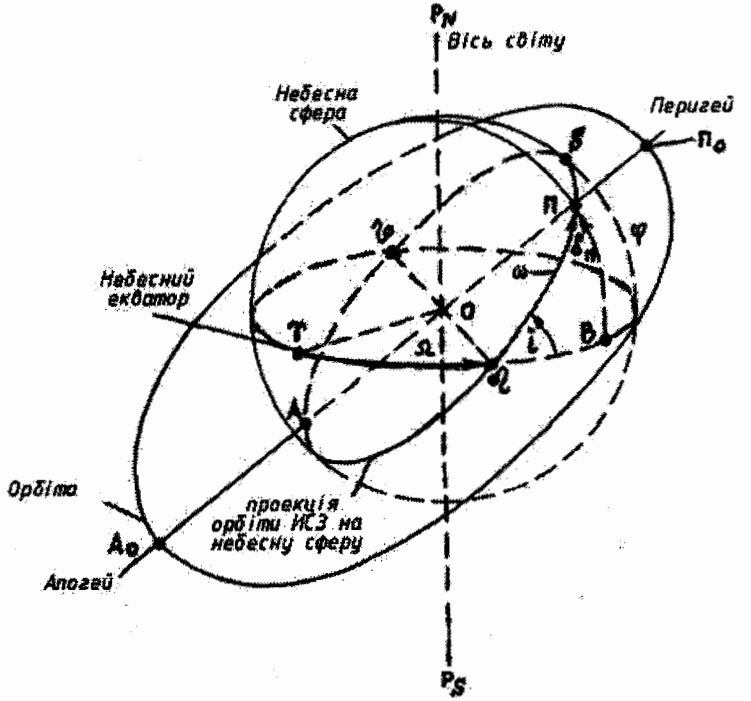



Рис. 7.1 – Елементи орбіти супутника

*Характеристики еліпса орбіти* задаються двома елементами:

4. Велика піввісь орбіти $a$:

Розміри орбіти задаються значенням півосі еліпса, наприклад значенням його великої півосі $a$: $a = 1/2\ A_0П_0$.

5. Ексцентриситет орбіти $e$: $e = c/a$.

*Часовий параметр орбіти* – один часовий параметр:

6. Момент $t(t_0)$ проходження рухомої точки через перицентр (перигей) орбіти або через висхідний вузол.

Така система елементів орбіти – одна з можливих. Іноді замість моменту проходження через перицентр задають інший елемент – середню аномалію $M_0$ в епоху $t_0$ (звичайно $t_0$ – початковий момент часу), замість великої півосі користуються фокальним параметром $P$ і т.д.

*Орбіти ШСЗ.* Орбіти ШСЗ залежно від значення їх параметрів можуть дуже розрізнятися між собою. Є кілька основних ознак, за якими орбіти розділяються на характерні типи. За ці ознаки беруться значення:

ексцентриситету $e$,
нахилення орбіти $i$,
періоду обертання $T$,
висоти $H$.

Ексцентриситет $e$ визначає форму орбіти: $e = 0$ – колова орбіта, $e < 1$ – еліптична, $e = 1$ – параболічна, $e > 1$ – гіперболічна орбіта. Найбільший інтерес для космічних методів дослідження представляють колові і еліптичні орбіти. Перші з них важливіші при запуску метеорологічних супутників.

У відповідності із значенням нахилення орбіти супутники розділяються на *екваторіальні* ($i = 0°$), *похилі* ($0° < i < 90°$) і *полюсні* або *полярні* ($i = 90°$) (рис. 7.2).

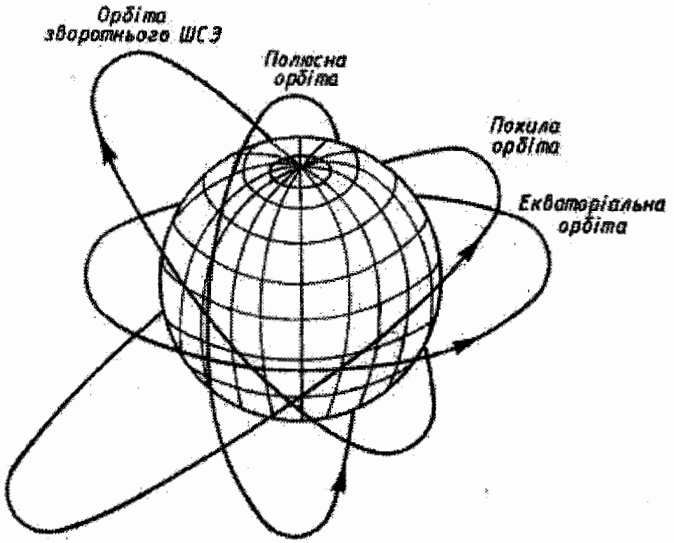



Рис. 7.2 – Основні типи орбіт ШСЗ

Екваторіальний супутник буде завжди пролітати над екватором. При висоті орбіти 35810 км період обертання ШСЗ зрівняється із зоряним періодом обертання Землі. Супутник буде обертатися з такою ж кутовою швидкістю, що і Земля, і, переміщуючись по орбіті в напрямку, який збігається із напрямком обертання Землі, буде увесь час перебувати над тим самим наземним пунктом. Такий ШСЗ називається *стаціонарним*. Екваторіальні супутники спостерігаються в смузі, пов'язаній з екватором,



причому, чим вище орбіта, тим ширше ця смуга.

Витки полюсного ШСЗ при кожному новому оберті через обертання Землі будуть *зміщатися до заходу*. Такі супутники будуть спостерігатися в будь-якому пункті земної поверхні в той або інший час.

Похилі ШСЗ проектуються на поверхню Землі тільки в межах широт $\Delta\varphi = \pm i$.

Всі ШСЗ можуть розділятися на *прямі* і *зворотні*. Прямі рухаються в напрямку обертання Землі із заходу на схід, для них $0° \le i \le 90°$; зворотні – із сходу на захід і для них $90° < i < 180°$.

Прямі супутники запускати легше, тому що при їх виводі на орбіту до швидкості ракети додається лінійна швидкість обертання Землі.

При запуску зворотних супутників лінійна швидкість обертання Землі віднімається із швидкості ракети.

Штучні супутники Землі розділяються також на *періодичні* і *неперіодичні*. Період обертання перших кратний періоду оберту Землі. Тому, положення супутника відносно поверхні Землі щодоби повторюється. Неперіодичні супутники цієї властивості не мають.

За висотою орбіти ШСЗ можуть бути розділені на три групи: *низькоорбітальні*, *середньоорбітальні* та *високоорбітальні*. У першу групу включені супутники, яки запускають на висоти 200-500 км. Це – пілотовані космічні кораблі, орбітальні космічні станції, окремі супутники серії «Космос» і інші літальні апарати. Друга група представлена супутниками, яки запускають на висоти від 500 до декількох тисяч кілометрів. На цих висотах літають супутники метеорологічного, геодезичного, астрономічного призначення, а також інші ШСЗ. Третя група – це супутники з висотою польоту в десятки тисяч кілометрів. Ці висоти використовуються для запуску метеорологічних стаціонарних супутників, технологічних ШСЗ, місячних автоматичних і пілотованих космічних кораблів і інших апаратів.

*Орбіти метеорологічних ШСЗ*. Основна перевага метеорологічних спостережень із супутників полягає в можливості одержувати інформацію про стан атмосфери для всієї (або майже всієї) території земної кулі, а також здійснювати безперервне простежування процесів на певних великих ділянках Землі.

Для метеорологічних супутників Землі (МСЗ) вибір орбіти має велике значення. У зв'язку з цим до орбіт МСЗ ставляться певні вимоги, основними є наступні:

– забезпечення широкої смуги огляду з супутника;

– можливість одержання космічних знімків високої розрізняльної здатності;

– забезпечення необхідної для метеорологічних спостережень періодичності;

– одержання метеорологічних даних над конкретним географічним районом у певний час.

Ці вимоги можуть бути задоволені шляхом вибору висоти, форми і нахилення орбіти, а також шляхом визначення оптимального часу запуску МСЗ.

Для максимального охоплення земної поверхні спостереженнями оглядовою апаратурою застосовуються *полярні орбіти*.

Для одержання зображень над певним районом Землі в той самий місцевий час, який залежить від часу запуску МСЗ, використовують так звані *сонячно-синхронні орбіти*, площина яких повертається (прецесує) синхронно із обертанням Землі навколо Сонця в східному напрямку із швидкістю 0,986° в добу. Орбітальна площина супутника повинна бути компланарна із напрямком Земля-Сонце. Необхідна швидкість прецесії забезпечується при запуску вибором відповідного кута нахилу орбіти до екватора. Це основна умова при виборі орбіт для ряду метеорологічних супутників. Супутники, що знаходяться на *зворотних похилих сонячно-синхронних орбітах*, знаходяться над певною точкою земної поверхні в той самий місцевий час, значення якого залежить від часу запуску. Ці переваги є важливими при розв'язанні ряду метеорологічних завдань за матеріалами супутникових спостережень.

Велике значення при метеорологічних спостереженнях, за допомогою МСЗ, має *детальність спостережень*, тобто розходження необхідних деталей при заданій смузі огляду. Ця умова визначає вибір висоти орбіти МСЗ. Зі збільшенням висоти польоту смуга огляду збільшується, а детальність спостережень погіршується. Тому, при необхідності одержання високої детальності спостережень (зображень), використовуються середньоорбітальні МСЗ, з висотою польоту 600-1500 км, для збору узагальненої інформації з великої площі звичайно використовуються супутники, що мають висоту орбіти $H \approx 36000$ км.

Для метеорологічних спостережень використовуються *колові* або близькі до них орбіти. Вони забезпечують спрощення географічної прив'язки, обробки і аналізу супутникової інформації.

При виборі орбіт супутників враховується, що глобальні метеорологічні спостереження повинні виконуватися, принаймні, 2 рази на добу. Час запуску визначається таким, щоб забезпечити збір максимальної інформації над тим або іншим районом, при цьому час намагаються зістикувати із строками наземних спостережень з метою *синхронного спільного аналізу* даних.

При запуску декількох супутників дуже важливо, щоб їх *орбіти* були *взаємопов'язані*. Ця вимога дозволяє вирішити комплекс завдань, пов'язаних із глобальними метеорологічними спостереженнями.



## 7.2 Фізичні основи дистанційного зондування Землі

*Дистанційне зондування навколишнього середовища* є сукупністю методів вимірювання параметрів фізичного стану підстильної поверхні і атмосфери за допомогою приладів, розташованих на деякій відстані від об'єктів дослідження [8]. Дистанційні дослідження проводяться з різних вимірювальних платформ: МСЗ, літаків, аеростатів, суден, а також з поверхні Землі. На відміну від контактних (прямих) вимірювань, коли вимірювальний пристрій знаходиться в безпосередньому зіткненні з досліджуваним об'ємом середовища, прилади дистанційного (непрямого) зондування одержують інформацію про середовище шляхом вимірювання ефектів взаємодії з нею різних випромінювань. Стосовно до моніторингу, найбільш важливим є взаємодія із середовищем електромагнітного випромінювання.

*Джерелом інформації* при спостереженні Землі з космосу є просторові, часові і кутові варіації інтенсивності електромагнітних хвиль, відбитих або випроменених системою підстильна поверхня – атмосфера (СППА). Вимірювання характеристик поля електромагнітного випромінювання на різних довжинах хвиль $\lambda$ є основою для оцінки параметрів фізичного стану атмосфери, океану, материкових покривів.

Для проведення спостережень за допомогою МСЗ можуть бути застосовані пристрої, що реєструють випромінювання в діапазоні довжин хвиль від 0,3 мкм до 1 м.

Цю широку ділянку спектра розділяють на ряд піддіапазонів:

0,3–0,4 мкм – ближній ультрафіолетовий (УФ),
0,4–0,76 мкм – видимий,
0,76–1,5 мкм – ближній інфрачервоний (ІЧ),
1,5–1000 мкм – середній і далекий інфрачервоний,
1мм–1м – надвисокочастотний (НВЧ) або мікрохвильовий (рис. 7.3).

Залежно від природи електромагнітного випромінювання дистанційне зондування Землі може здійснюватися *пасивними і активними методами*.

*Пасивні методи* основані на вимірюванні характеристик поля власного теплового випромінювання досліджуваних об'єктів та (або) відбитого ними сонячного випромінювання. Інтенсивність (яскравість) цього випромінювання є, в загальному випадку, функціоналом полів температури, вологості, тиску, концентрації озону і інших малих газових складових атмосфери, водності і фазового складу хмар, параметрів опадів, вологості підстильної поверхні, характеристик рослинного, сніжного і крижаного покривів і т.д. і залежить від частоти, поляризації і кута візування.

За допомогою МСЗ можуть бути реалізовані *три методи пасивного дистанційного зондування,* основані на вимірюваннях:

– відбитої і розсіяної СППА сонячної радіації;

– власного теплового випромінювання СППА;

– прозорості атмосфери за природними джерелами випромінювання.

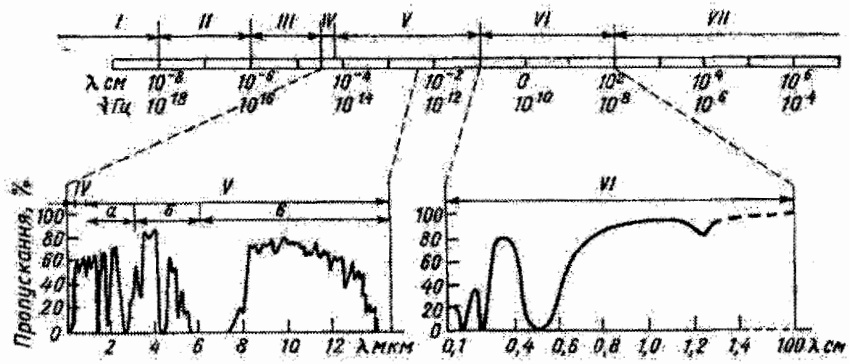



Рис. 7.3 – Спектр електромагнітного випромінювання і спектр пропускання безхмарної стандартної атмосфери

Випромінювання: I – гамма, II – рентгенівське, III – УФ, IV – видиме, V – ІЧ (зони: а – ближня, б – середня, в – далека), VI – НВЧ, VII – радіо

Фізичною основою *першого методу* є залежність відбитого і розсіяного сонячного випромінювання від безлічі фізичних параметрів атмосфери і підстильної поверхні (геометричні розміри, водність і фазовий склад хмар, характеристики аерозолю, стан поверхні акваторій, рослинного, крижаного і сніжного покривів і т.д.).

Фізична основа *другого методу* пасивного зондування аналогічна першому, але тут залежність від гідрометеорологічних параметрів власного теплового випромінювання СППА. До цих параметрів слід додати температуру верхньої межі хмар, поверхні океану і материкових покривів, температуру повітря на різних висотах. Залежність оптичної щільності атмосфери від частоти призводить до того, що із частотою змінюється відносний внесок різних шарів атмосфери (при зондуванні лімба – різних ділянок на трасі зондування) в інтенсивність власного випромінювання на супутнику, що є основою для оцінки висотних профілів метеорологічних елементів.

*Третій метод* базується на використанні принципів абсорбційної



спектроскопії і пов'язаний із спектральними вимірюваннями електромагнітного випромінювання від зовнішнього (природного або штучного) джерела. Такі вимірювання дозволяють визначити усереднену оптичну характеристику атмосфери на трасі джерело випромінювання-прилад – її спектральну прозорість. Залежність спектральної прозорості атмосфери від параметрів атмосфери і є фізичною основою цього методу.

При *активному зондуванні* (радіо– і лазерна локація) джерело випромінювання (передавач) розташований на супутнику. Потужність, фаза, частота і інші характеристики відбитого (розсіяного) випромінювання, що генерується цим джерелом, також визначаються перерахованими вище параметрами атмосфери і підстильною поверхнею. Власне випромінювання Землі і відбите сонячне випромінювання в цьому випадку будуть перешкодою.

*Активне зондування* за допомогою МСЗ може здійснюватися з використанням двох методів, основаних на вимірюванні:

– відбитого і розсіяного СППА випромінювання від активного джерела;

– прозорості атмосфери.

У цей час більшість пристроїв для зондування Землі з космосу – це чутливі приймачі випромінювання (пасивне зондування). Активні методи дистанційного зондування ще не знайшли широкого практичного застосування, яке обумовлено головним чином великим енергоспоживанням радіолокаційних станцій (РЛС) і лідарів. Однак, із зростанням потужності бортових джерел живлення роль активних методів зондування СППА з космосу істотно зросте.

Можливості і фізико-технічні особливості дистанційного зондування Землі залежать від використовуваного діапазону довжин хвиль.

У видимому і ближньому ІЧ-діапазонах джерелом інформації про параметри СППА є відбите сонячне випромінювання. Тому спостереження можуть здійснюватися на освітленій стороні планети. Однак активне лазерне зондування на цих довжинах хвиль передбачається виконувати переважно вночі, оскільки в цьому випадку відбите сонячне випромінювання є перешкоджаючим чинником.

В ІЧ і НВЧ діапазонах довжин хвиль вимірювання можуть проводитися незалежно від часу доби.

Хмарність перешкоджає вивченню характеристик підхмарних шарів атмосфери і підстильної поверхні у видимому і ІЧ ділянках спектра. У НВЧ діапазоні хмарність – напівпрозоре середовище, яке дозволяє за даними дистанційних вимірювань оцінювати як властивості земної поверхні, так і параметри самої хмарності.

## 7.3 Космічні системи дистанційиого зондування Землі

Супутник, призначений для моніторингу – це космічна автоматична обсерваторія або космічна система дистанційного зондування Землі (КСДЗ), оснащена складним електротехнічним, оптико-механічним і радіоелектронним устаткуванням вимірювання, запам'ятовування і передачі інформації [13, 15]. Його комплекс бортової апаратури розділений (умовно) на дві групи:

– комплекс наукової апаратури;

– комплекс службової апаратури.

*Комплекс наукової апаратури* призначений для одержання моніторингової інформації.

*Комплекс службової апаратури* призначений для підтримки нормального функціонування наукової апаратури і всього супутника в цілому.

Залежно від завдань комплекс наукової апаратури може містити системи вимірювань, що працюють у різних діапазонах електромагнітного спектра. Для супутників, які забезпечують одержання регулярної інформації, найбільше застосування одержали вимірювання у видимому, інфрачервоному і мікрохвильовому (НВЧ) діапазонах електромагнітного спектра. Комплекти наукової апаратури окремих МСЗ можуть відрізнятися один від одного.

*Принцип сканування.* Сучасні супутники обладнані апаратурою, яка працює за принципом механічного сканування. Це забезпечує поелементний перегляд досліджуваної поверхні у досить вузькому тілесному куті. Такий кут називають кутом поля огляду приладу. Кут огляду приладу утворює конус, переріз якого поверхнею земного еліпсоїда визначає елементарну площадку земної поверхні, яку називають розрізняльною здатністю приладу. Розрізняльна здатність є важливішою характеристикою приладу. Іншою важливою характеристикою є смуга огляду (перегляду) земної поверхні. Перегляд смуги підстильної поверхні здійснюється за рахунок переміщення елементарного поля огляду в площині, перпендикулярній площині орбіти. Принцип сканування наведений на рис. 7.4.

Комбінація переміщення елементарної площадки по рядку сканування із поступальним її переміщенням по поверхні Землі (у результаті руху супутника по орбіті) дозволяє одержати картину двомірного розподілу інтенсивності відбитої випроменеиої і розсіяної радіації в тому або іншому діапазоні спектра електромагнітних хвиль.

*Наукова апаратура, що працює у видимому діапазоні електромагнітних хвиль.* Найбільше застосування в цей час знайшли знімки, виконані за допомогою супутникових телевізійних систем. Для



одержання зображень у видимій ділянці спектра (0,5–0,7 мкм) супутники обладнуються апаратурою, за допомогою якої виконується зйомка хмарності, крижаних і сніжних полів і інших видів підстильної поверхні. Ці об'єкти мають різні коефіцієнти відбиття, що дозволяє одержувати зображення із широким діапазоном півтонів.

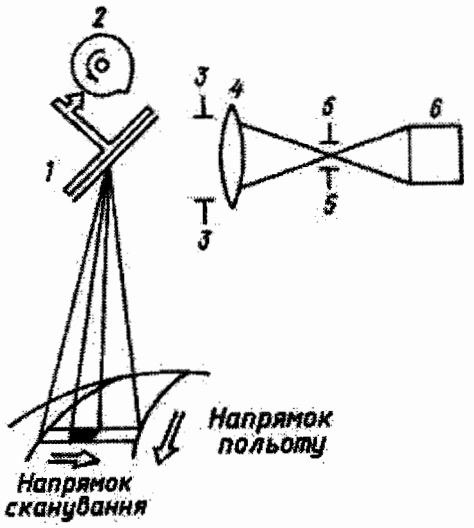



Рис. 7.4 – Принцип сканування
1 – дзеркало, що сканує, 2 – кулачок привода дзеркала, 3 – діафрагма об'єктива, 4 – об'єктив, 5 – діафрагма приймача, 6 – приймач випромінювання

При поелементній зйомці приймальний пристрій має невеликий кут огляду. У кожний момент часу *телефотометр* реагує на середню інтенсивність радіації в межах кута огляду оптичної головки. Зображення всієї ділянки об'єкта формується шляхом послідовного перегляду його в процесі сканування.

У якості приймачів променистої енергії застосовуються пристрої, що основані на *використанні явища фотоелектронного ефекту.* Такі пристрої придатні для телевізійного спостереження об'єктів в інфрачервоному, видимому, ультрафіолетовому діапазонах хвиль.

*Телевізійна система* відтворює розподіл яскравості, функціонально пов'язаної із загальною потужністю променистого потоку в межах області

спектральної чутливості перетворювача.

На виході первинного телевізійного перетворювача утвориться електричний сигнал, який залежить від потужності променистого вхідного потоку. Сигнал, який називається телевізійним відеосигналом, передається по каналу зв'язку і приймальному пристрою.

Для одержання зображень одночасно в декількох вузьких ділянках спектра використовується *багатозональна або багатоспектральна апаратура.*

Робочі спектральні ділянки зйомки розташовуються в межах видимої і інфрачервоної ближньої області спектра (0,5–0,6; 0,6–0,7; 0,7–0,8; 0,8–1,1 мкм).

*Інфрачервона наукова апаратура.* В інфрачервоному діапазоні спектра працюють системи, які виконують вимірювання в певних ділянках спектра або в смугах поглинання окремих газів.

Для виявлення і простежування хмарності на тіньовій і освітленій стороні Землі широко застосовуються системи, що працюють у ділянці спектра 8–12 мкм.

Яскравість (тон) зображення якого-небудь об'єкта на ІЧ знімку визначається головним чином температурою випромінюючої поверхні. У цій ділянці спектра теплова радіація найбільш близька до власного теплового випромінювання земної поверхні і хмар.

При одержанні космічних зображень у цій області спектра, використовується інфрачервона система, аналогічна системі, що працює у видимому діапазоні і вона називається *інфрачервоним радіометром.*

*Наукова апаратура, що працює в мікрохвильовому діапазоні спектра.* Наукова апаратура, яка виконує вимірювання в мікрохвильовій області спектра, охоплює міліметрову і сантиметрову ділянки радіодіапазону. Мікрохвильові вимірювання дозволяють одержувати інформацію про хмарність і опади, кількісно визначати вміст водяної пари і рідинно-крапельної води в атмосфері. Дані вимірювань можуть бути представлені у вигляді окремих регістрограм, просторово-часових графіків або в окремих діапазонах, наприклад, на довжині 0,8 см у вигляді напівтонового зображення. Вимірювання на супутниках здійснюються найбільш часто в чотирьох каналах: 0,8; 1,35; 3,4 і 8,5 см.

Як приклад доцільно розглянути характеристики наукової апаратури космічного апарата „NOAA", як найбільш використовуваного космічного апарата у світі (рис. 7.5). Дані метеорологічної системи на базі полярно-орбітальних космічних апаратів серії NOAA (Національне управління по дослідженню океану і атмосфери) використовуються при рішенні завдань, пов'язаних із прогнозуванням погоди, із моніторингом хмарного покриву Землі і інших погодних явищ у видимому і інфрачервоному діапазонах спектра, з вимірюванням вертикального профілю температури атмосфери,



з визначенням характеристик приповерхневого вітру, з визначенням температури поверхні моря і суші, зі збором інформації з платформ геофізичного моніторингу навколишнього середовища, з вивченням навколоземного космічного простору, з вивченням озонового шару і вмісту аерозолів в атмосфері, з моніторингом стану навколишнього середовища, із зйомкою снігового і льодового покривів Землі, з одержанням інформації дистанційного зондування в інтересах сільського і лісового господарства, з виявленням лісових пожеж, з розрахунком вегетаційних індексів, з прогнозом пожежонебезпеки лісів, кліматології, океанографії.

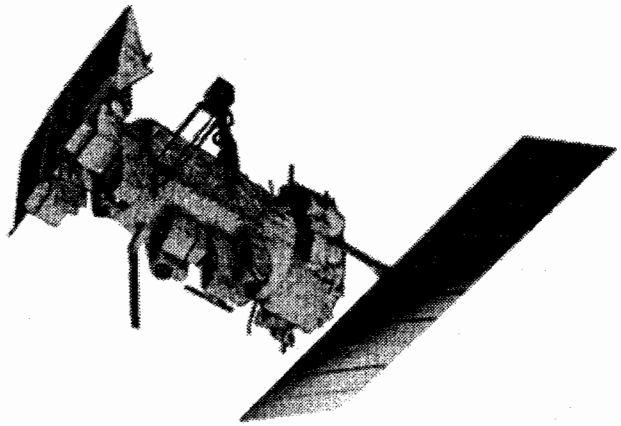


Рис. 7.5 – Зовнішній вигляд космічного апарата „NOAA"

Крім того, супутники цієї серії обладнані апаратурою збору даних з наземних метеорологічних платформ, а також устаткуванням приймання сигналів небезпеки в рамках системи „КОСПАС"/SARSAT.

На космічному апараті NOAA установлений радіометр AVHRR – прилад для вимірювання параметрів випромінювання (одержання цифрового зображення) з поверхні Землі і інформації про нижні шари атмосфери. Даний прилад фіксує відбитий сигнал у п'ятьох спектральних діапазонах, що включають:

Канал 1 – видимий (0,53–0,73 мкм);
Канал 2 – ближній інфрачервоний (0,73–1,1 мкм);
Канал 3 – середній інфрачервоний (3,5–3,9 мкм);
Канал 4 – термальний інфрачервоний (10,3–11,3 мкм);
Канал 5 – термальний інфрачервоний (11,5–12,5 мкм).

Канал 1 радіометра AVHRR фіксує відбитий сигнал у видимій частині спектрального діапазону. Одержане цифрове зображення можна використовувати для:

– спостереження за різними типами земної поверхні;

– аналізу альбедо хмарного покриву і поверхні Землі;

– детектування димів і туманів;

– визначення розходжень між сніговими і водонасиченими хмарами (снігові хмари погано відбивають у видимому діапазоні, а водонасичені хмари добре відбивають видиме світло).

Канал 2 радіометра AVHRR фіксує відбитий сигнал у ближній інфрачервоній частині спектрального діапазону. Одержане цифрове зображення можна використовувати для:

– спостереження за водною оболонкою Землі (вода має менший відбитий сигнал, чим у межах діапазону 1 каналу);

– визначення відношення каналу 2 і канали 1 для обчислення вегетаційного індексу;

– спостереження земної поверхні через атмосферний серпанок (останній пропускає ближнє інфрачервоне випромінювання);

– визначення розходжень між сніговими і водонасиченими хмарами.

Канал 3 радіометра AVHRR фіксує відбитий сигнал у тій частині спектрального діапазону, який фіксує випромінювання у нічний час і близьке до того, що випромінено і відбито сонячною радіацією в денний час. Одержане цифрове зображення можна використовувати для обробки інформації, отриманої в нічний час, для:

– визначення типів хмарності (для визначення типів хмарності ще використовуються канали 4 і 5);

– використання розходжень між каналами 3 і 4 для визначення структури розподілу температур усередині хмарності;

– детектування пожеж і вулканічних виверженъ.

Канал 4 радіометра AVHRR фіксує відбитий сигнал у тій частині спектрального діапазону, у який теплове випромінювання Землі домінує увесь час (включаючи день і ніч). Одержане цифрове зображення можна використовувати для обробки інформації, одержаної в будь-який час доби для:

– оцінки температурної „яскравості" земної і водної поверхні, а також верхніх шарів хмарного покриву;

– детектування типів хмарності (завжди в порівнянні з інформацією з інших каналів);

– використання розходжень між каналами 3 і 4 для визначення структури температурного розподілу усередині хмарності (у нічний час);

– порівняння з каналом 5 для визначення нижнього рівня вологості;

– порівняння з каналом 5 для детектування розподілу викидів



вулканічного попелу.

Канал 5 радіометра AVHRR фіксує відбитий сигнал у тій частині спектрального діапазону, у який теплове випромінювання Землі домінує увесь час (включаючи день і ніч). Одержане цифрове зображення можна використовувати для обробки інформації, одержаної в будь-який час доби для:

– оцінки температурної «яскравості» земної і водної поверхні, а також верхніх шарів хмарного покриву;

– детектування типів хмарності (завжди в порівнянні з інформацією з інших каналів).

### 7.4 Характеристика космічної моніторингової інформації

Як приклад моніторингової інформації розглянемо основні види космічної гідрометеорологічної інформації і вимоги до неї.

Основними видами космічної гідрометеорологічної інформації (КГМІ), що надходить з метеорологічних супутників, є космічні зображення Землі і дані радіаційних вимірювань.

*Основні вимоги до КГМІ.* В основу прогнозу погоди покладена поширена ГМІ (гідрометеорологічна інформація), одержана за допомогою численних методів спостережень і вимірювань на різних висотах над Землею. Особливе місце в сукупності ГМІ, що надходить для аналізу в гідрометцентри, займає наукова інформація, передана із супутників. Знімки, отримані в різних областях спектра електромагнітних хвиль, і радіаційні карти істотно доповнюють відомості про погоду, особливо в районах, мало вивчених у метеорологічному відношенні. Внесок космічної інформації стає істотним при аналізі синоптичного положення, особливо при спільному використанні даних наземних і аерологічних спостережень, отриманих у єдиний момент часу для великого географічного району.

Комплексний аналіз всієї КГМІ, обумовлений певними вимогами до неї, що забезпечує можливість подальшого використання, це:

– глобальність,

– тривимірність,

– комплексність,

– синхронність,

– регулярність,

– оперативність

– розрізняння даних на місцевості,

– смуга захвата (огляду) наукової апаратури,

– точність визначення відповідного метеорологічного елемента.

Всі вимоги до метеорологічних даних повинні виконуватися в сукупності, тому що порушення хоча б одного з них значно знецінює всю

отриману інформацію.

Вимога *глобальності* наукової КГМІ задовольняється наступним:

1) збором даних за допомогою системи геостаціонарних супутників;

2) спостереженням і збором даних метеорологічною космічною системою;

3) використанням запам'ятовувальних пристроїв на борті супутника і скиданням інформації на пункті приймання інформації (ППІ), тобто, роботою наукової апаратури у режимі запам'ятовування інформації (ЗІ).

Просторове уявлення про розподіл ГМ даних дуже важливе при аналізі синоптичного положення. Тривимірність вимірювання не повністю задовольняє сучасні вимоги. Якщо по площі вимірювання із супутників є певні успіхи, то завдання відновлення вертикальних профілів різних метеовеличин вимагає вдосконалювання методик відновлення цих даних.

*Комплексність* супутникових вимірювань забезпечується установкою на борті супутників різних видів наукової апаратури, а також використанням сукупності засобів спостережень і збору даних сучасними авіаційними, наземними і космічними системами.

Знімання інформації в єдиний фізичний момент часу – одна з важливих вимог до КГМІ, тому *синхронність* знімання інформації забезпечується, в першу чергу, вибором орбіт оперативних метеорологічних супутників. Велике значення для задоволення цієї вимоги має визначення кута нахилу орбіти супутника, зокрема, використання сонячно-синхронної орбіти. Використання в складі метеорологічних космічних систем декількох супутників, яки передають інформацію в режимі безпосередньої передачі, спрощує завдання синхронності спостережень у строки, прийняті на синоптичній мережі. Дослідження показують, що невеликі відхилення в часі, пов'язані з використанням даних навіть тільки з одного супутника Землі, виявляються порівнянними із часом старіння даних наземних і аерологічних спостережень.

*Регулярність* спостережень із супутника забезпечується бортовою системою керування роботою наукової апаратури. Вона визначається заданою програмою вимірювання і контролюється різними наземними пристроями. Режими роботи супутникової апаратури (безпосередньої передачі – БП і запам'ятовування інформації – ЗІ) повністю забезпечують цю вимогу.

*Оперативність* одержання КГМІ пов'язана з особливістю вимірювання і поширенням супутникових даних. Широке використання бортових і наземних електронно-обчислювальних комплексів, для початкової обробки метеорологічних космічних даних, дають можливість розраховувати на певні перспективи підвищення оперативності доведення наукової інформації до споживача.

Вимоги до *розрізняльної здатності* КГМІ визначаються завданнями,



які ставляться перед аналізом знімка або даних радіаційних вимірювань. В окремих випадках для прогнозу досить мати оглядові зображення з невеликою розрізняльною здатністю, а в деяких випадках вимогам будуть відповідати тільки детальні знімки із великою розрізняльною здатністю.

Вимоги до *смуги огляду* супутникової апаратури визначаються вибором оптимальної висоти орбіти, її типом і технічними характеристиками знімальної апаратури супутника. У цілому сучасна апаратура супутника забезпечує виконання цієї вимоги.

*Точність вимірювання* ГМ величин у значній мірі залежить від технічних можливостей бортової апаратури, від досконалості методів обчислення цих величин по методиках розв'язання зворотних завдань. Ця вимога тісно пов'язана з практичним розв'язанням питання про тривимірність вимірювання. Для більшості гідрометеорологічних величин досягнута точність вимірювання і розрізняльна здатність не завжди відповідають основним вимогам. Розв'язання даної проблеми в першу чергу пов'язане з удосконалюванням апаратури, а також із подальшим розвитком космічних систем.

Космічна зйомка Землі охоплює широкий спектр її електромагнітного випромінювання. Знімки, одержані в різних діапазонах хвиль (видимому, інфрачервоному і мікрохвильовому), є одним з основних видів наукової інформації про стан підстильної поверхні, про атмосферу Землі і про її об'єкти.

Масштаб зображення знімка залежить від ряду характеристик, зокрема, від параметрів орбіти, висоти польоту супутника, кута сканування, виду траєкторії носія, закону зміни швидкості переміщення візирного променя по рядку і кутових елементів орієнтування скануючого пристрою.

Масштаб космічного знімка по рядку сканування, внаслідок кривизни Землі, несталий. Так, наприклад, на знімку, отриманому у видимому діапазоні із супутника „Метеор" (Н=900 км), він змінюється від 1:10345000 у районі підсупутникової точки до 1:11427000 на краю знімка. Масштаб знімка в поздовжньому напрямку, на відміну від масштабу по рядку сканування, порівняно сталий.

*Зображення, отримані у видимій ділянці спектра.* Вони є одним з важливих видів інформації. Зйомка виконується оптико-механічною скануючою апаратурою над освітленою територією Землі і має підвищену інформативність (рис. 7.6).

У *режимі безпосередньої передачі* скануючий телефотометр, установлений на супутнику „Метеор", забезпечує одержання знімка із захватом на місцевості 2100 км і розрізняльною здатністю 2 км у надирі. Масштаби зображень по рядку $1:11 \cdot 10^6$, по кадру $1:12 \cdot 10^6$ [15].

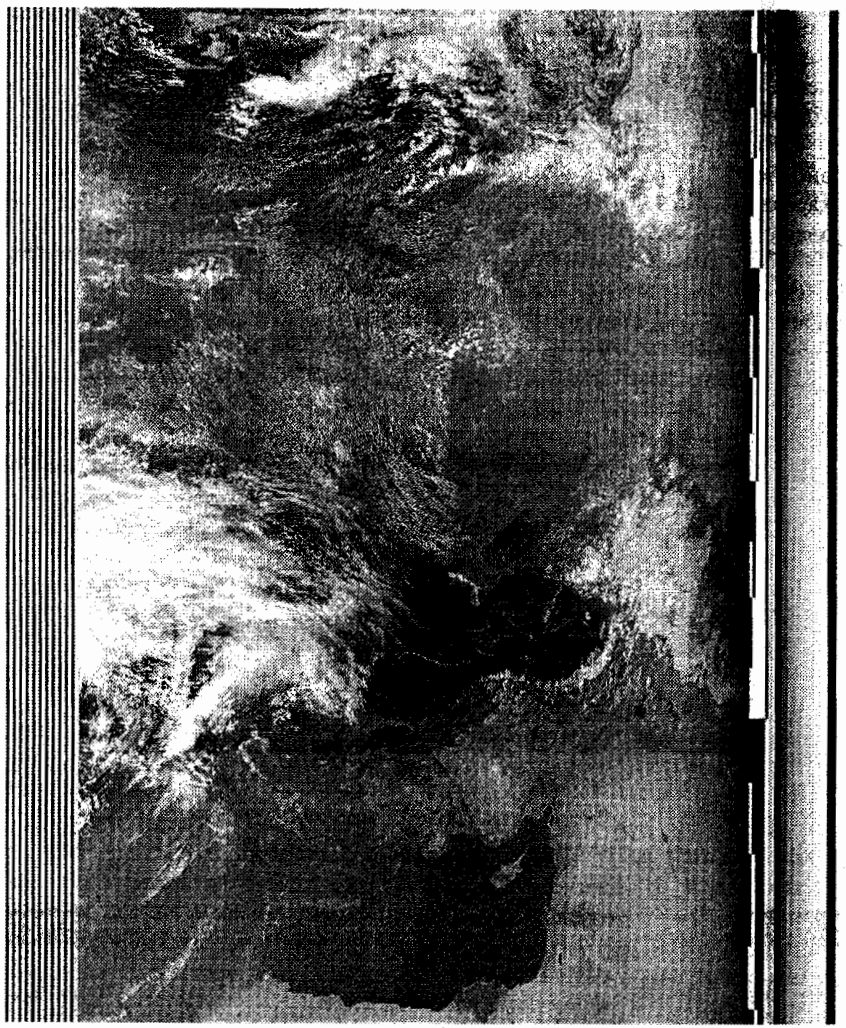


Рис. 7.6 – Зображення, отримане у видимому діапазоні хвиль з супутника „Метеор"

Знімки, отримані за допомогою п'ятиканального скануючого радіометра високої розрізняльної здатності, установленого на супутнику NOAA, мають захват на місцевості 3000 км і розрізняльну здатність 4 км



по всьому полю знімка. Масштаби зображень по рядку $1:30 \cdot 10^6$, по кадру $1:25 \cdot 10^6$.

Зображення, отримані з геостаціонарних супутників серії ГОЕС у режимі безпосередньої передачі, мають розрізняльну здатність на місцевості близько 9×9 км. Знімок з одного супутника забезпечує зображення 30 % площі Землі.

Характеристики знімків, отриманих із супутників у *режимі запам'ятовування*, трохи відмінні від знімків у режимі безпосередньої передачі. Так, знімки, виконані із супутника „Метеор", мають смугу огляду на місцевості 2400 км і розрізняльну здатність 1 км у надирі. Особливістю цих знімків є наявність на них координатної сітки.

Знімки супутників NOAA, що надходять у централізованому режимі збору інформації, мають більшу розрізняльну здатність, ніж знімки, отримані в режимі безпосередньої передачі. Розрізняльна здатність на місцевості при плановій зйомці із супутників серії NOAA дорівнює 1,1×1,1 км, загальна ширина смуги захвата на місцевості в цьому випадку дорівнює 3300 км.

*Зображення, одержані в ІЧ ділянці спектра.* Інфрачервоні знімки є візуалізованою формою теплових контрастів об'єкта. При реєстрації ІЧ інформації перетворення відеосигналу в зображення здійснюється так, щоб більш світлі ділянки знімка відповідали об'єктам з більш низькою радіаційною температурою, а більш темні ділянки – об'єктам з більш високою температурою (рис. 7.7).

Чутливість інфрачервоних систем до теплових контрастів і визначає ряд характеристик інфрачервоних зображень. Отримані ІЧ знімки, як правило, мають меншу розрізняльну здатність на місцевості в порівнянні із зображеннями видимого діапазону, отже, мають і меншу інформативність. Однак, можливість одержання знімків у світлий і темний час доби робить цю інформацію основною при використанні її в синоптичному аналізі. Знімки надходять у централізованому або автономному режимі. Зйомка здійснюється за допомогою скануючої апаратури, тобто поелементно.

Одержання безперервного зображення уздовж всього витка істотно полегшує процес подальшої обробки знімків. На полях фотоплівки поруч із зображенням у вигляді темних і світлих рисок, паралельних рядкам сканування, фіксуються у двійковому коді хвилинні мітки часу. У режимі безпосередньої передачі локалізація знімка здійснюється за часом приймання зображення і даним, отриманим із спеціальних телеграм, переданих національними службами погоди.

Рис. 7.7 – Зображення, отримане в ІЧ діапазоні хвиль з супутника „Ресурс"



Скануючий інфрачервоний радіометр супутника „Метеор" забезпечує одержання знімка із захватом на місцевості 2600 км і розрізняльною здатністю 8 км у надирі. Масштаби зображень, яки реєструються по рядку від $1:11{,}5\cdot10^6$ у центрі до $1:48\cdot10^6$ на краях, по кадру $1:19{,}5\cdot10^6$.

Інфрачервоні знімки, отримані із супутника NOAA, мають такі ж характеристики, як і оптичні знімки, отримані з цього супутника в режимі БП, тобто захват на місцевості 3000 км і розрізняльна здатність 4 км по всьому полю. Масштаби зображень по рядку $1:15\cdot10^6$, по кадру $1:12{,}5\cdot10^6$ .

Космічні ІЧ знімки, одержані з геостаціонарних супутників серії ГОЕС, мають розрізняльну здатність 9,0×9,0 км і передаються в режимі безпосередньої передачі.

*В основі багатоспектральної* (багатозональної) зйомки лежить одержання ряду роздільних зображень у вузьких ділянках спектра того самого об'єкта (рис. 7.8). Багатоспектральна зйомка є, в цей час, найбільш перспективним методом у вивченні Землі і надзвичайних ситуацій з космосу. Особливістю зображень, одержаних у декількох спектральних інтервалах, є повнота інформації і достовірність, що забезпечується вибором спектральних ділянок і високою розрізняльною здатністю апаратури.

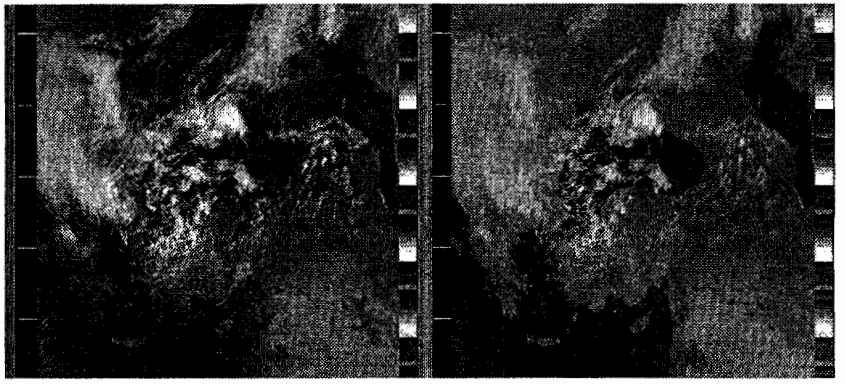


Рис. 7.8 – ІЧ знімок з супутника NOAA-17 однієї ділянки земної поверхні у двох спектральних діапазонах

Чотириканальний оптико-механічний скануючий пристрій невеликої розрізняльної здатності МСЗ „Метеор" дає можливість одержати знімок із захватом на місцевості 2000 км і розрізняльною здатністю у надирі 1,0×1,7 км. Двоканальний оптико-механічний пристрій середньої розрізняльної

здатності, установлений на цьому ж супутнику, забезпечує менший захват на місцевості – 1400 км при розрізняльній здатності знімка в надирі 0,28×0,28 км.

Масштаб зображень чотириканального пристрою невеликої розрізняльної здатності супутника „Метеор" $1:11\cdot10^6$ по рядку і $1:13\cdot10^6$ по кадру. Пристрій середньої розрізняльної здатності цього супутника забезпечує одержання знімка в масштабі $1:3\cdot10^6$.

Багатоспектральна скануюча система, використовувана на супутниках „Лендсат", має просторову розрізняльну здатність 70-100 м і ширину огляду близько 185 км.

*Зображення, одержані в мікрохвильовій ділянці спектра.* Напівтонові або псевдокольорові зображення, сформовані з поля радіояскравісних температур, є візуалізованою формою теплових контрастів об'єкта (рис. 7.9). Вимірювання мікрохвильового випромінювання виконується в різних режимах: вимірювання в надирі і вимірювання в режимі сканування. На супутнику „Метеор" вимірювання поля радіояскравісних температур виконується в діапазоні 0,8 см. Реєстрація виконується в режимі сканування по дузі під кутом 40° до надира.

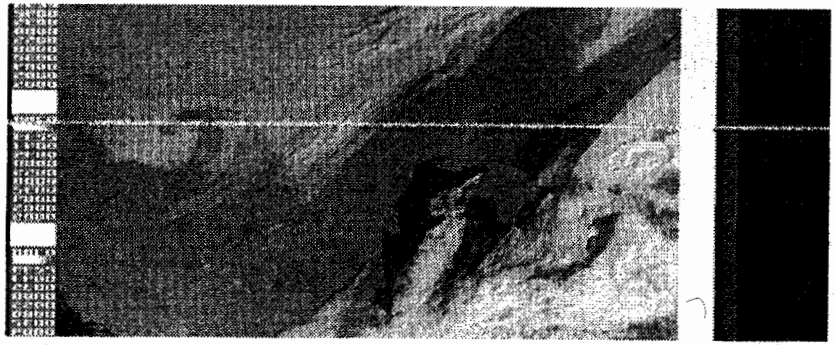


Рис. 7.9 – Зображення, отримане в мікрохвильовій ділянці спектра (0,8 см) з супутника „Січ"

По зовнішньому вигляду мікрохвильові зображення схожі на інфрачервоні знімки з невеликою роздільною здатністю. Вони також є безперервною смугою огляду уздовж проекції орбіти супутника. Ширина смуги огляду 700 км, розрізняльна здатність знімка на місцевості 15×20 км. Важливою рисою мікрохвильових зображень є зображення материків (суши) яскраво-білим тоном без півтонів (за винятком Антарктиди) із чітко обкресленою береговою лінією, добре видимою крізь хмари.

*Радіаційні дані.* Радіаційні вимірювання виконуються в



довгохвильовому вікні прозорості 8–12 мкм. Вимірювання інфрачервоного випромінювання за допомогою скануючого ІЧ радіометра, установлюваного на супутниках, дозволяють одержати поле радіаційних температур підстильної поверхні і дані, необхідні для розрахунку верхньої межі хмар.

Цифрові карти радіаційної температури підстильної поверхні і висоти верхньої межі хмар випускаються в масштабі $1:3\cdot10^7$. Дані на цих картах нанесені у вузлах регулярної сітки із кроком 250 км. Для північної і південної півкуль використовується стереографічна проекція, а для тропічної зони – меркаторська проекція карти.

*Спектрометричні дані.* Спектрометричні вимірювання дозволяють одержати в глобальному масштабі дані про вертикальний розподіл температури і вологості повітря, озону та ін. Найбільш широке застосування одержали вимірювання в смугах поглинання вуглекислого газу 4,3 і 15,0 мкм. Дифракційні спектрометри, що працюють у смугах поглинання $CO_2$, можуть мати від 4 до 30 каналів вимірювання, що практично забезпечує відновлення вертикального профілю температури досить великих висот. Для одержання даних про розподіл вологості в атмосфері використовуються спектрометричні вимірювання в смугах 6,5–7,0 і 20–23 мкм. Спектральні вимірювання спадаючого випромінювання у діапазоні хвиль 6–20 мкм дозволяють відновити вертикальний профіль озону ( до висоти 25 км) і водяної пари (до висоти 9 км). Результати спектрометричного вимірювання у різних смугах поглинання (ділянках спектра) можуть бути представлені у вигляді таблиць або карт. Спектрометричні вимірювання з супутника забезпечують точність вимірювання спадаючого випромінювання до 0,5–1,0%. При виконані спектрометричного вимірювання апаратура має каліброване еталонне джерело випромінювання. Калібрування вимірювальної апаратури дає можливість встановити зв'язок між інтенсивністю радіації і вихідним сигналом радіометра і визначити середню квадратичну помилку вимірювання. Значення середньої квадратичної помилки для подібного вимірювання при відсутності хмарності близько 2°С, при наявності хмар вона трохи більше.

Методи обробки спектрометричних даних передбачають широке використання електронно-обчислювальної техніки. Первинна обробка, географічна і часова прив'язка інформації виконуються по заздалегідь розроблених схемах.

На супутниках серії „Метеор" може встановлюватися спектрометр-інтерферометр (СІ апаратура). Апаратура має кілька каналів вимірювання у діапазоні 6,25–25,0 мкм. Розрізняльна здатність її 36×40 км. Дані, отримані в цьому діапазоні хвиль, використовуються для побудови вертикальних профілів температури і визначення вмісту водяної пари і

озону в атмосфері.

*Мікрохвильові дані.* Для виконання вимірювання на супутниках установлюються триканальні мікрохвильові радіометри (НВЧ–апаратура). Багатоканальні вимірювання в надирі ($\lambda$=0,8; 1,35; 8,5 см) виконуються окремо або одночасно з вимірюванням ІЧ випромінювання у вікні прозорості атмосфери 8–12 мкм.

Мікрохвильова інформація подається для аналізу у вигляді регістрограми (профілю), просторово-часового графіка і цифрової карти поля радіояскравісних температур. Характеристики цієї інформації залежать від способу вимірювання, використовуваного на конкретному супутнику. Так, при вимірюванні в режимі сканування інтенсивності мікрохвильового випромінювання системи Земля-атмосфера на $\lambda$=0,8 см при висоті польоту супутника $H$=600 км ширина смуги огляду близько 700 км при розрізняльній здатності радіометра на місцевості 15×20 км. При поляризаційних вимірюваннях у каналі випромінювання $\lambda$=0,8 см смуга огляду на місцевості близько 1000 км і розрізняльна здатність даних 24×30 км.

Якщо вимірювання виконується в надирі для каналів $\lambda$=1,35 і 8,5 см, розрізняльна здатність відповідно 90×90 і 100×100 км. Отримана в мікрохвильовому діапазоні інформація дозволяє одержати дані про вологовміст в атмосфері, про просторовий розподіл зон опадів і їх інтенсивність, про інтегральну водність хмар, положення межі крижаного покриву і його зімкнення.

## Питання для самоконтролю

1. Рух штучного супутника Землі.
2. Елементи орбіти штучного супутника Землі.
3. Типи орбіт штучних супутників Землі.
4. Орбіта метеорологічних штучних супутників Землі.
5. Зміст дистанційного зондування навколишнього середовища.
6. Джерело інформації про Землю при її дистанційному зондуванні.
7. Пасивний метод дистанційного зондування.
8. Активний метод дистанційного зондування.
9. Призначення і склад космічних систем дистанційного зондування Землі.
10. Наукова апаратура супутників, що працюють у видимому діапазоні хвиль.
11. Інфрачервона наукова апаратура супутників.
12. Мікрохвильова наукова апаратура супутників.
13. Характеристики космічного апарата NOAA.



14. Основні види космічної гідрометеорологічної інформації.
15. Вимоги до космічної гідрометеорологічної інформації.
16. Зображення, одержані у видимій ділянці спектра.
17. Зображення, одержані в інфрачервоній ділянці спектра.
18. Зображення, одержані в мікрохвильовій ділянці спектра.
19. Радіаційні, спектрометричні і мікрохвильові дані.

# 8 ОДЕРЖАННЯ, ОБРОБКА І НАДАННЯ КОСМІЧНОЇ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

## 8.1 Принципи формування телеметричної інформації оглядових систем космічних апаратів

Розглянемо формування телеметричної інформації на прикладі радіометра супутника NOAA [15].

AVHRR – радіометр, що встановлюється на супутниках серії NOAA. Він призначений для сканування із дзеркалом, що обертається зі швидкістю 360 обертів у хвилину перпендикулярно напрямку польоту супутника. З кожним обертом дзеркала радіометр послідовно спостерігає глибокий космос, земну поверхню і нагрітий радіатор абсолютно чорного тіла, який є частиною приладового кожуха.

Променистa енергія, зібрана дзеркалом, проходить до телескопу і розділяється на п'ять оптичних каналів відповідних п'яти спектральним „вікнам". Датчик кожного оптичного каналу чутливий до променистої енергії в межах відповідної спектральної області: видимої, ближньої інфрачервоної, середньої інфрачервоної, термальної інфрачервоної (2 канали).

Три теплових детектори ІЧ-випромінювання встановлені на пасивно охолоджуваній установці, яка називається „коректор". Температура цієї установки підтримується в межах 105°С для надійного функціонування детекторів ІЧ-випромінювання.

Аналогова інформація від кожного з датчиків перетворюється в 10-розрядний цифровий код. Цифрові дані обробляються і передаються супутником на наземні станції. Передача даних здійснюється як з високою розрізняльною здатністю 1×1 км (канал HRPT – high resolution pictures transmitting – передача зображення з високою розрізняльною здатністю) на частоті приблизно 1700 МГц, так і з низькою розрізняльною здатністю 4×4 км (APT – automatic pictures transmitting – автоматична передача зображення) на частоті приблизно 137 МГц. У режимі HRPT одночасно передаються 5 спектральних каналів. Відеосигнал для передачі по каналу APT формується на борті космічного апарата NOAA з HRPT даних високої розрізняльної здатності радіометра AVHRR шляхом загрублення просторової розрізняльної здатності до 4×4 км. APT сигнал містить два зображення (видиме і інфрачервоне), відповідне калібрування і телеметричні дані. Вибір каналів для передачі на Землю визначається наземним центром керування. Протягом денного проходу APT звичайно містить відео від AVHRR видимого каналу 1 і інфрачервоного каналу 4.



Цифрові дані від двох обраних спектральних каналів обробляються в бортовому процесорі з метою зменшення розрізняльної здатності (з 1 до 4 км) і лінеаризації даних уздовж скана так, щоб розрізняльна здатність була рівномірною. Після цифрової обробки дані мультиплексуються з відповідними каліброваними і телеметричними даними. Потім процесор перетворює мультиплексовані дані в аналоговий сигнал, виконує його низькочастотну фільтрацію і модулює цим сигналом зі смугою 2400 Гц переносну частоту 137 МГц. Максимальна модуляція визначається як амплітуда сірої шкали рівня 8, що відповідає індексу модуляції 87±5%.

В результаті зазначених перетворень отримується APT формат відеозображення, наведений на рис. 8.1, 8.2.

У табл. 8.1 представлені дані формату APT.

Телеметрична інформація використовується для одержання температури підстильної поверхні від теплових інфрачервоних зображень. Точність вимірювання температури при відсутності перешкод у сигналі досягає ±2°С.

Один цикл телеметрії містить 16 індивідуальних клинів, кожний з яких складений з восьми послідовних рядків відео. Цикли безупинно повторюються протягом супутникової орбіти і тому, протягом одного супутникового проходу, для приймальних наземних станцій доступна велика кількість повних циклів телеметрії. Необхідно відзначити, що перші 15 клинів ідентичні в обох зображеннях формату APT і тільки клини 15 і 16 будуть відрізнятися в каналах *A* и *B*.

*Клини 1-8*

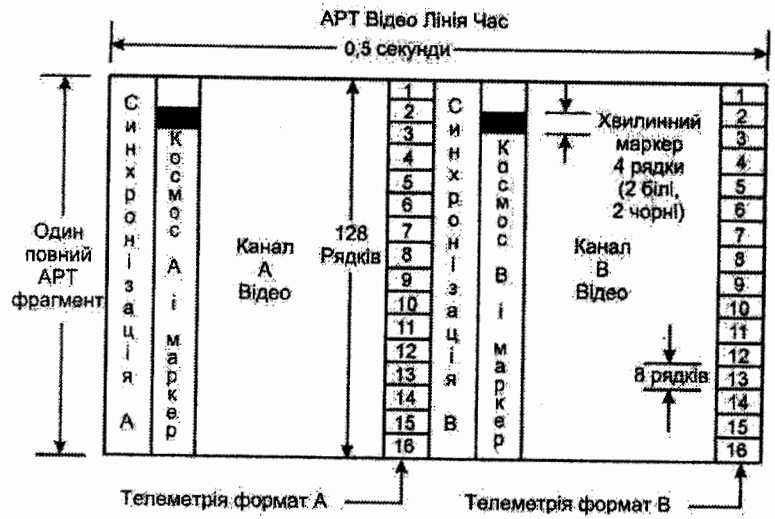
Перші вісім клинів у межах одного циклу телеметрії отримуються шляхом модулювання частоти 2400 Гц APT-підпереносною частотою, з 8 лінійними 8-розрядними виходами від оглядового пристрою супутника.

Промодульований клин (рис. 8.3) є „цифровим значенням" зображення. А аналоговий сигнал, отриманий на наземній станції, виявляє це „цифрове значення" як коефіцієнт модуляції (КМ) і в аналоговій області буде існувати як рівень напруги для кожного клина.

Наземна станція, у якій використовується чорно-біла система відображення, буде сприймати ці вісім клинів як фотограмметричну шкалу яскравості від темного півтону до практично білого (КМ від 10,6 % до 87,0 %).

На графіку (рис. 8.4) наведені відношення між рівнями сірого і первісними 8-розрядними даними AVHRR.

За допомогою цієї лінійної залежності і формується стандартний APT вихідний сигнал, з яким можуть бути зрівняні всі дані телеметрії в інших клинах.



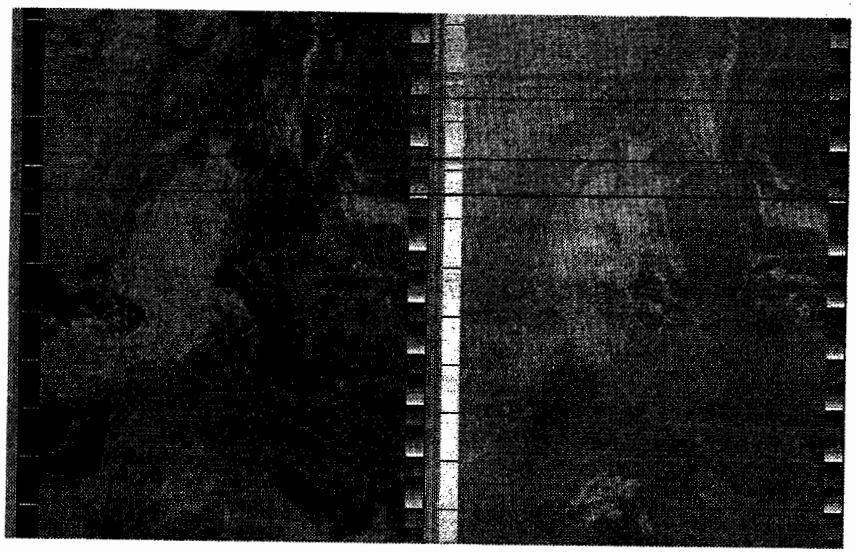



Рис. 8.1 – Формат кадру АРТ режиму



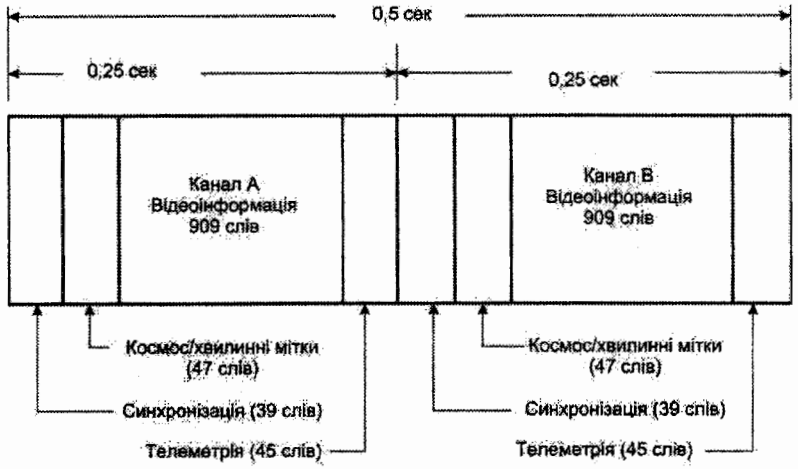



Рис. 8.2 – Формат рядка відеоінформації АРТ режиму

Таблиця 8.1 – Дані формату АРТ

| Параметр | Значення параметра |
|---|---|
| Кадр | |
| кадрова частота | 1 кадр в 64 секунди |
| кількість рядків | 128 |
| формат | рис. 8.1 |
| Рядок | |
| частота рядків | 2 рядка в секунду |
| кількість слів у рядку | 2080 |
| кількість каналів | 2 |
| кількість слів одного каналу | 909 |
| формат | рис. 8.2 |
| Слово | |
| частота | 4160 слів у секунду |
| ЦАП-АЦП | 8 старших розрядів з 10 |
| точність | точність AVHRR |
| темп передачі | 120 рядків у хвилину |
| розрізняльна здатність | 4 × 4 км |
| рядкова синхронізація | 7 імпульсів частотою 1040 Гц, скважність 2 для каналу *A*<br>7 імпульсів частотою 832 Гц, скважність 1,67 для каналу *B* |

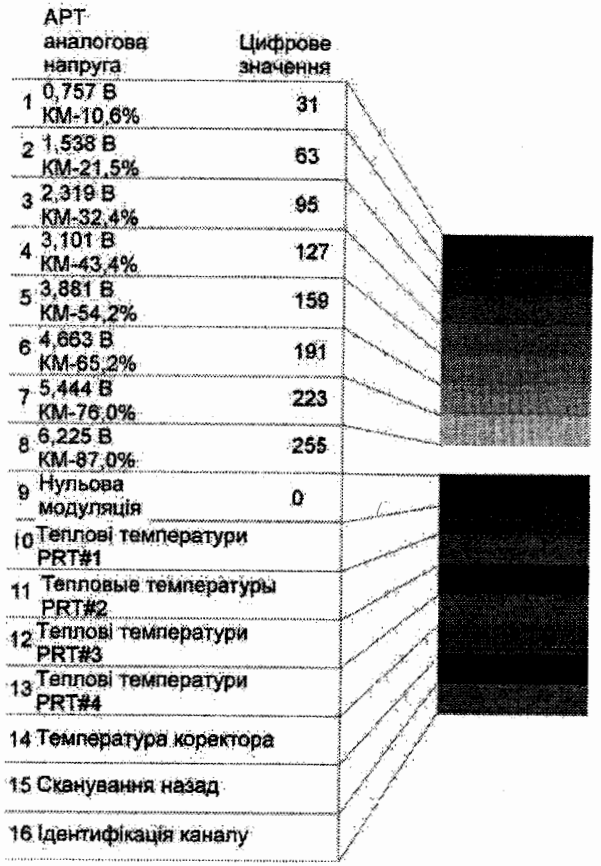



Рис. 8.3 – Формат кадру телеметрії в режимі APT

*Клин 9. Нульова Модуляція*

Нульовий модуляційний клин не містить ніякої сигнальної модуляції і є основною сигнальною посилкою рівня. У чорно-білій системі відображення цей клин буде здаватися чорним і буде мати рівень напруги 0 і відповідне 8-розрядне AVHRR значення 0.

*Клин 10-13. Теплові температури 1-4*

Під час сканування зображення AVHRR, сканер періодично „переглядає" нагрітий приблизно до 20°С радіатор абсолютно чорного тіла



для того, щоб зафіксувати це теплове випромінювання абсолютно чорного тіла саме при цій температурі як опорне значення. Це „зворотне сканування" призводить до відповіді телеметрії, наведеній у клині 15. Телеметрія в клинах 10-13 забезпечує даними, за допомогою яких можна визначити фактичну польотну температуру радіатора абсолютно чорного тіла. На цьому радіаторі встановлені чотири платинових термометри опору. З виходу кожного термометра інформація надходить у цифровому вигляді і використовується для модулювання відповідної частини APT сигналу. Температура цього нагрітого сегмента може трохи змінюватися через різницю температур на супутнику. Найкраща оцінка температури абсолютно чорного тіла здійснюється шляхом оцінки середнього значення даних, що містяться в клинах 10-13.

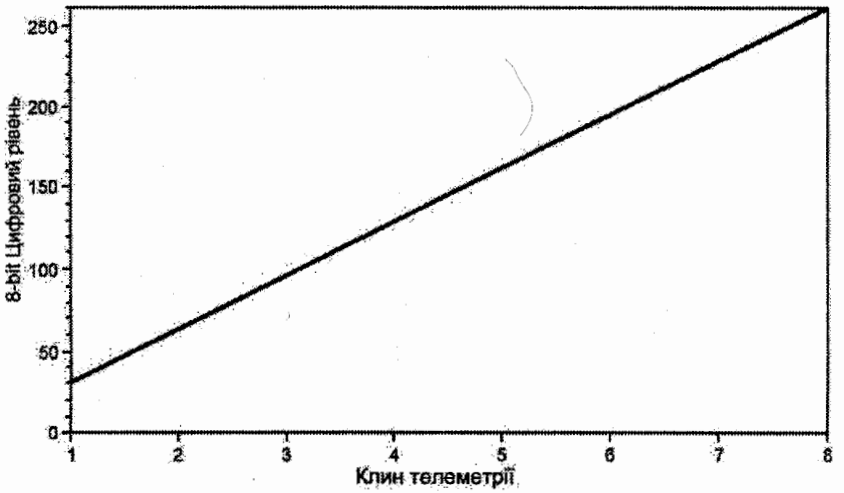



Рис. 8.4 – Аналого-цифрові відношення клина телеметрії

*Клин 14. Температура коректора*

Температура коректора – вимірюване значення температури частини теплового інфрачервоного вікна AVHRR, що пасивно охолоджено до температури приблизно 105°К. Ця температура калібрована і не використовується прямо в процесі градуювання апаратури.

*Клин 15. Сканування назад*

Зворотне сканування – це отримане значення телеметрії, коли прилад AVHRR фіксує випромінювання від радіатора абсолютно чорного тіла. Це значення з невеликими варіаціями в температурі абсолютно чорного тіла змінюється з кожним ІЧ тепловим каналом (AVHRR канали 3, 4, 5).

*Клин 16. Ідентифікація Каналу*

Клин ідентифікації каналу містить інформацію для визначення того, який з 5 каналів радіометра AVHRR використовується для одержання даних.

*Космічні дані*

Після синхроімпульсу кожне відеозображення APT-рядка містить космічні дані. Це чорна безперервна смуга із хвилинними позначками ліворуч від зображення (рис. 8.5). Рівень сигналу цих даних дорівнює значенню, вимірюваному радіометром AVHRR при огляді глибокого космосу, і є експлуатаційним, оскільки спостерігає глибокий космос у межах спектра частот каналу ІЧ. Для цілей температурного градуювання це значення є нульовим для кожного з теплових AVHRR каналів. Воно може використовуватися для того, щоб установити другу точку для температурної градуювальної кривої каналів радіометра.

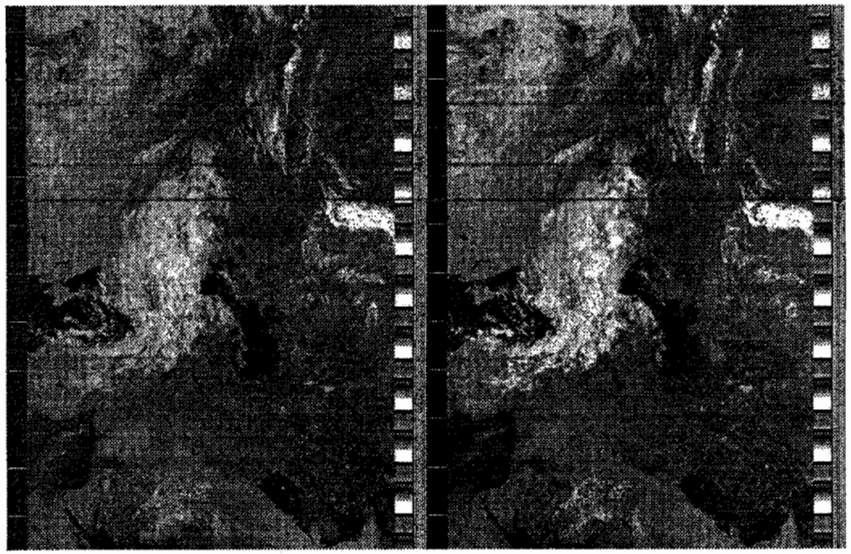


Рис. 8.5 – Космічні дані APT формату



## 8.2 Призначення, характеристики, склад і принцип роботи станції КОСМЭК

Станція «КОСМЭК» призначена для приймання зображень у режимі реального часу (безпосереднього приймання – БП), переданих з полярно-орбітальних супутників серії NOAA, Метеор, Ресурс, Океан, Січ і ін. у форматі APT у діапазоні радіочастот 137-138 Мгц [15].

Отримана інформація використовується в гідрометеорологічних центрах (регіональних, республіканських, обласних), авіаційних, залізничних, морських і автомобільних підприємствах, аерофотозйомних загонах, рибальських організаціях, навчальних закладах, науково-дослідних організаціях, екологічних центрах.

Основне призначення отриманої інформації – екологічна оцінка стану природного середовища, гідрометеорологічні прогнози, навчання технологіям дистанційного зондування Землі, наукова праця.

Основна тематика знімків:

– наочне вивчення місця розташування географічних об'єктів і їх характеристик;

– моніторингові дослідження режимів природно-кліматичних і ландшафтних зон (зіставлення з наявними картографічними даними);

– спостереження за станом великих водних об'єктів, їх гідро- і теплодинамічні режимами;

– спостереження за станом великих рослинних масивів і іригаційних систем;

– метеорологічний і кліматичний моніторинг;

– льодовий режим морів; спостереження за просторово-часовим розподілом сніжного покриву;

– спостереження за великими надзвичайними подіями і екологічними катастрофами (повені, посухи, лісові пожежі, забруднення морських вод нафтопродуктами, заморозки, урагани, тумани, ожеледь, курні бури);

– спостереження за геоморфологічними і погодотвірними характеристиками великих гірських масивів.

Станція (рис. 8.6, 8.7) складається із антени з редуктором, малошумового підсилювача, блоку управління антеною, приймача, комп'ютера і пакета програмного забезпечення.

У комплект поставки входять:

– антена з підсилювачем і блоком управління – 1 шт.;
– ВЧ кабель (50 Ом) – довжина залежно від потреби;
– приймач – 1 шт.;
– програмне забезпечення;
– інструкція – 1 шт.

Рис. 8.6 – Склад станції прийому супутникової інформації КОСМЭК

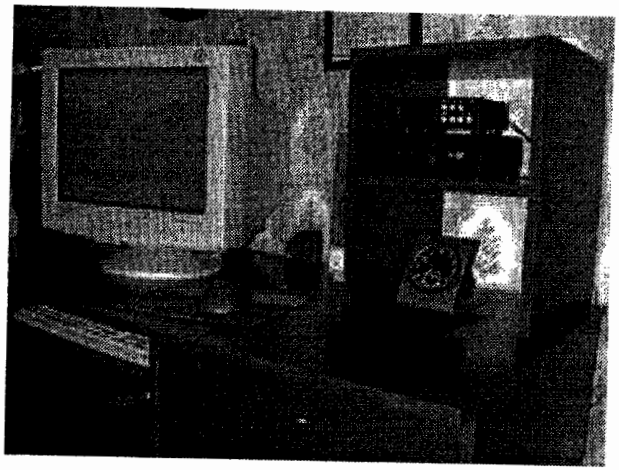


Рис. 8.7 – Зовнішній вигляд робочого місця оператора станції КОСМЭК



В табл. 8.2 наведені узагальнені характеристики радіолінії (борт-земля) у режимі АРТ.

Таблиця 8.2 – Характеристики радіолінії борт-земля в режимі АРТ

| Параметри | Космічні апарати | |
|---|---|---|
| | NOAA | Метеор, Січ, Океан, Ресурс |
| Переносна частота | 137,50; 137,62 МГц | 137,30; 137,40; 137, 85 МГц |
| Поляризація передавальної антени | права колова | права колова |
| Коефіцієнт підсилення антени | 3,7 дБ | 3,7 дБ |
| Потужність передавача | 5 Вт | 5–10 Вт |
| Вид модуляції переносної частоти | АМ/ЧМ | АМ/ЧМ |
| Девіація частоти | ± 17 кГц | ± 15 кГц |
| Підпереносна частота | 2400±0,3 Гц | 2400±0,3 Гц |
| Індекс модуляції підпереносної | 87±5% | 87±5% |
| Вид модуляції підпереносної | АМ-ДБП | АМ-ДБП |
| Смуга частот модулюючого сигналу | 1,6 кГц | 1,6 кГц |
| Частота рядків зображення | 120 рядків/хв | 120 рядків/хв |
| Розрізняльна здатність зображення, що передається | 4×4 км | 4×4 км |

Можливості станції КОСМЭК полягають у наступному. Станція одержує із супутника зображення навколишньої території при куті місця над горизонтом космічного апарата більше 5 градусів:

– NOAA – 10-12 разів у добу;
– Метеор – 7-9 разів у добу;
– Ресурс – 3-4 рази в добу;
– Океан – 1 раз у добу;
– Січ – 3-5 разів у добу.

У середньому за добу можна виконувати 15-20 сеансів. Тривалість сеансу може становити від 6 до 15 хвилин.

Обсяг інформації, одержаної за один сеанс зв'язку, тобто поки супутник буде проходити зону видимості станції, може становити від 3 до 20 Мегабайтів.

На Україні станція дозволяє спостерігати територію від Піренеїв до Уральських гір по довготі і від Північної Африки до Скандинавії по широті (рис. 8.8, 8.9). Отримані знімки можуть бути як чорно-білими, так і псевдокольоровими в картографічній проекції масштабу 1:10.000.000.

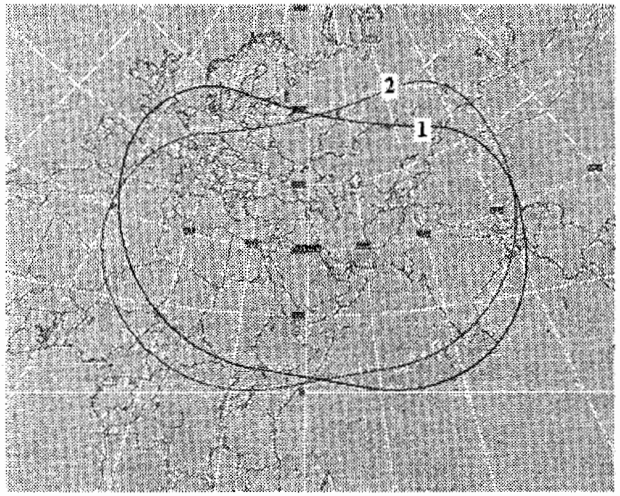



Рис. 8.8 – Зона покриття космічного апарата NOAA із центром у м. Одеса (лінія 1 – проліт з півночі на південь, лінія 2 – проліт з півдня на північ)

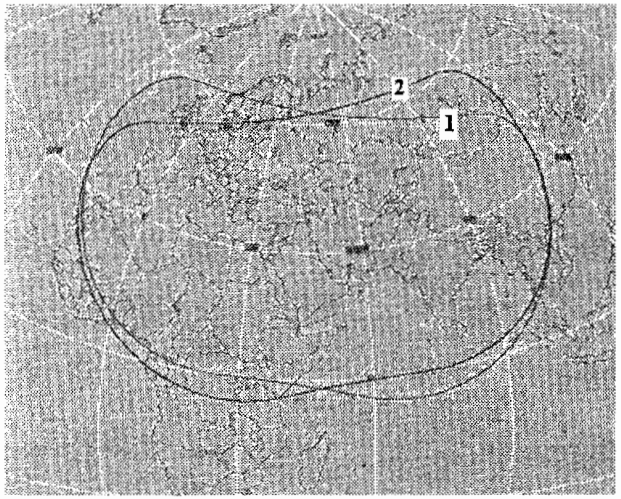



Рис. 8.9 – Зона покриття космічного апарата «Метеор» із центром у м. Одеса (лінія 1 – проліт з півночі на південь, лінія 2 – проліт з півдня на північ)



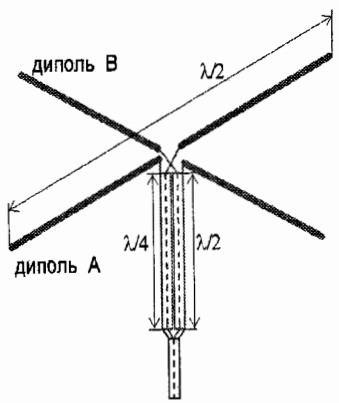
До стандартного комп'ютера, що входить до складу станції, ставляться певні мінімальні вимоги:

- операційна система – Windows 95/98/2000/NT (під ці системи розроблене програмне забезпечення).
- процесор не гірше Intel 486 або Pentium.
- оперативна пам'ять RAM не менш 32 Мб (найкращий варіант 128 Мб і більше).
- звукова карта (sound card) – 11.025 кГц, моно.
- графічна карта (graphic card) – 256 кольорів і більше.

Характеристики антенної системи:

- Тип – хрестоподібна дипольно-рефлекторна
- Поляризація – кругова правобічна.
- Коефіцієнт підсилення антени – 3,7 дБ.
- Обертання в горизонтальній площині – ± 90°
- Габарити – 1,5 × 1,0 × 1,0 м.
- Маса – 2,2 кг

Антена (рис. 8.10) забезпечує приймання сигналів від супутників при невідомих поляризації надходячої хвилі і напрямку її надходження, тобто антена є всеспрямованою. Вона побудована на двох схрещених під кутом 90° напівхвильових диполях, що лежать в одній площині, з оптимально розташованим рефлектором.



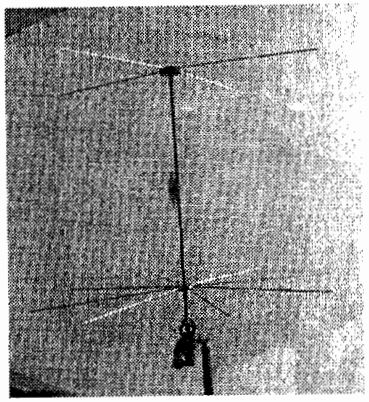



Рис. 8.10 – Принципова схема і конструкція антени з встановленим антенним підсилювачем

Подібна конструкція забезпечує практично кругову діаграму направленості в горизонтальній площині і куполоподібну у вертикальній площині (рис. 8.11).

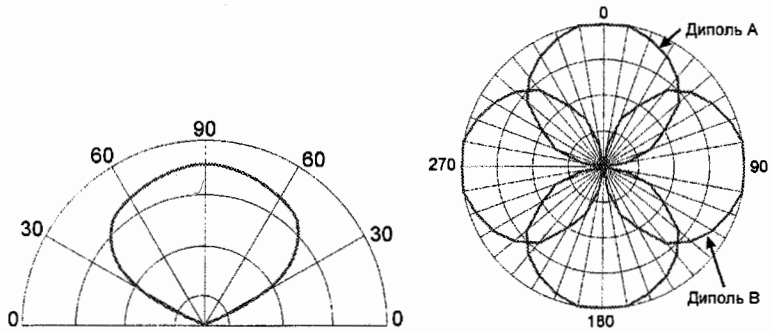



Рис. 8.11 – Діаграми направленості антени станції відповідно у вертикальній і в горизонтальній площині

Малошумовий антенний підсилювач 137-138 МГц (принципова схема наведена на рис. 8.12) забезпечує достатній коефіцієнт підсилення (20 дБ) для компенсації ослаблення сигналу в з'єднувальному кабелі від антени до приймача і у роз'єднувачах, заглушення перешкод позачастотного діапазону, а також перешкоджає появі в основному приймачі інтермодуляційних викривлень. Як правило, цей антенний підсилювач використовується при довжині з'єднувальних кабелів більше 20 м. Підсилювач одержує живлення через сигнальний кабель від приймача і установлений на щоглі антени.

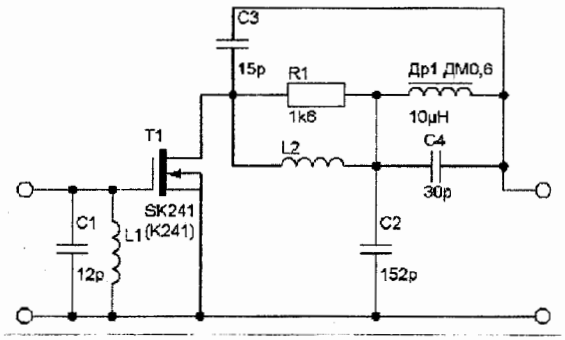



Рис. 8.12 – Принципова схема антенного підсилювача



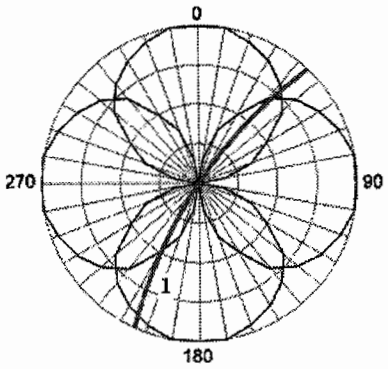



Рис. 8.13 – Траєкторія (1) найгіршої якості приймання інформації з супутника

Блок управління антеною. При русі супутника по орбіті можлива траєкторія польоту (лінія на рис. 8.13) під кутом 45 градусів до взаємоперпендикулярних диполів антени. Тоді, щоб не було втрати сигналу при куті місця 0-5 градусів необхідно докрутити антену в горизонтальній площині на кут стійкого приймання сигналу. Для цього призначений блок управління антеною (рис. 8.14).

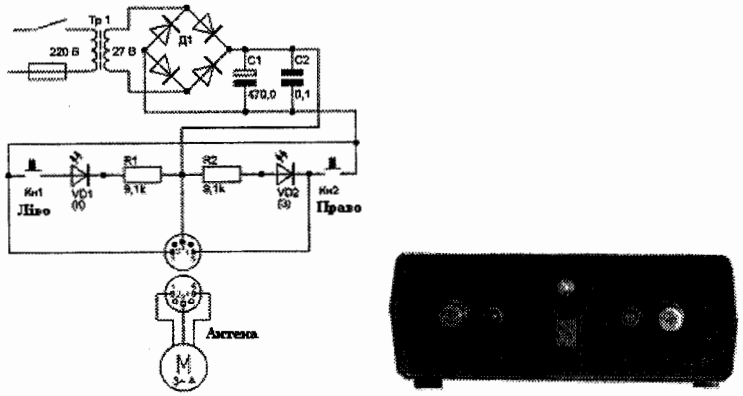



Рис. 8.14 – Принципова схема і зовнішній вигляд блоку управління антеною

Основні характеристики блоку управління антеною:

- живлення – 220 В.
- вихідна напруга – 26 В.
- споживаний струм – 250 mA.
- габарити – 155 × 138 × 60 мм.
- маса – 0,950 кг.

Приймальна частина (рис. 8.15, 8.16) станції КОСМЭК призначена для підсилення сигналу до необхідного рівня і подачі його для подальшої обробки в комп'ютер.

Характеристики приймача:

- переносна частота з дискретністю 5 кГц (МГц) – 137,00-138,00.
- автоматичний і ручний пошук по частоті із кроком 5 і 0,5 сек.
- програмована сітка частот.
- подвійне перетворення частоти – 10,7 мГц і 455 кГц.
- чутливість (мкВ) – 0,2.
- вид модуляції переносної – ЧМ.
- девіація частоти (кГц) – ± 17.
- частота підпереносної (кГц) – 2,4±0,3 кГц.
- вид модуляції підпереносної – АМ-ДБП.
- смуга частот (кГц) – 1,6 .
- частота рядків зображення – 120 рядків/хв.
- живлення – 220 В.
- споживаний струм – 60 мА.
- габарити – 100 × 115 × 40 мм.
- маса – 0,5 кг.

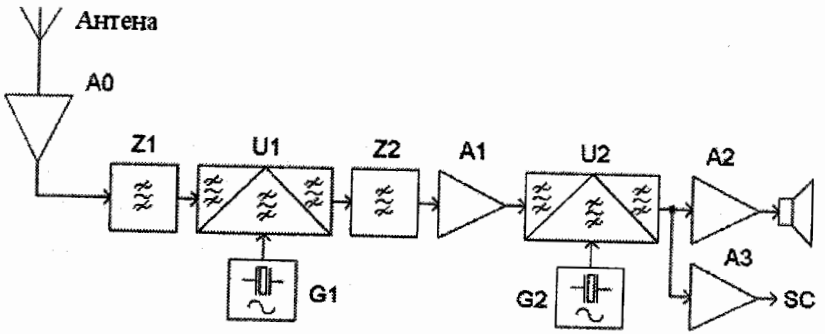



Рис. 8.15 – Функціональна схема приймальної частини станції



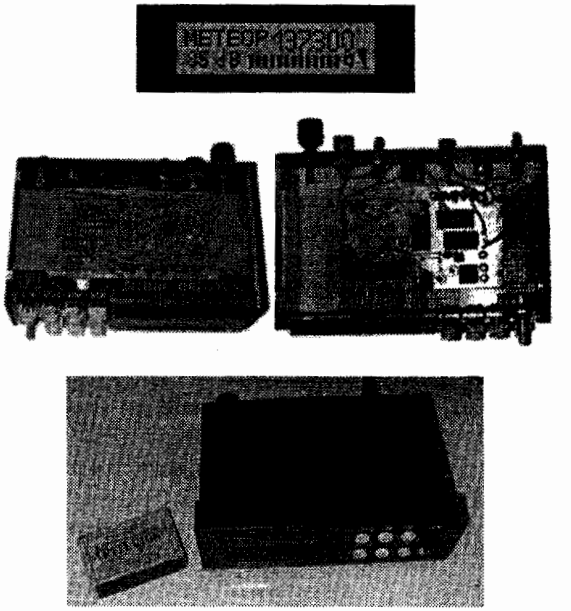


Рис. 8.16 – Зовнішній вигляд приймальної частини станції

Сигнал з антени через малошумовий антенний підсилювач *A0* надходить на вхід приймача (рис. 8.15). Приймач є супергетеродином з подвійним перетворенням частоти. Для забезпечення кращого заглушення дзеркального каналу перша проміжна (ПЧ) частота обрана 10,7 МГц. Перший гетеродин складається із генератора *G1* з синтезатором частот із кварцовою стабілізацією частоти (10 МГц), що здійснює коливання частотою 126,3-127,3 МГц.

Коливання частотою 126,3-127,3 МГц із гетеродина подаються на змішувач *U1*. Сюди ж через вхідний фільтр *Z1* надходять сигнали з супутника (137,0-138,0 МГц). Перетворений змішувачем *U1* спектр проміжних частот лежить у межах частоти 10,7 МГц. Смуга пропущення першої ПЧ визначається фільтром *Z2* і підсилювачем *A1*. Керамічний фільтр *Z2* має смугу пропущення – 40 кГц і включений між першим *U1* і другим *U2* змішувачами.

Другий гетеродин *G2* має кварцову стабілізацію частоти. У ньому

використаний кварцовий резонатор на частоту 10,245 МГц, що відповідає другій проміжній частоті 455 кГц.

З виходу змішувача *U2* сигнал подається на підсилювач *A2* і далі на гучномовець і підсилювач *A3*, а також на вхід звукової карти *SC* комп'ютера для подальшої обробки сигналу.

## 8.3 Етапи обробки космічних знімків. Основні характеристики зображень

У задачах вивчення Землі з космосу істотна роль приділяється багатозональним космічним зйомкам. Великий обсяг інформації, що надходить із ШСЗ, призводить до необхідності створення і розвитку раціональних методів і засобів її обробки [13, 16]. Така обробка повинна складатися із *чотирьох етапів*:

службової обробки,
просторової прив'язки,
радіаційної корекції,
тематичної інтерпретації.

*Службова обробка* полягає у введенні первинної інформації в ЕОМ, її анотуванні і проведенні апаратурних корекцій. Вихідними даними для останніх служать матеріали геометричних і радіометричних калібрувань знімальної апаратури.

В результаті *просторової прив'язки* отримуються трансформовані в проекцію карти зображення з вдрукованою в них координатною сіткою. Для вивчення динаміки природних утворень необхідні матеріали повторних зйомок з високою точністю просторової прив'язки (порядку декількох елементів розрізняльної здатності). Одержати таку точність можливо лише на основі спільного використання апріорних даних про траєкторію і орієнтацію ШСЗ і апостеріорних даних про геодезичні координати контурних точок знімків.

*Радіаційна корекція* полягає в трансформації на борті ШСЗ потоку реєстрованого випромінювання до деяких стандартних умов вимірювань (наприклад, до однакових умов освітленості на нижній межі атмосфери).

Метою *тематичної обробки* є розпізнавання на зображеннях природних об'єктів або явищ. Тематична обробка у свою чергу може містити в собі рішення завдань конструювання нових зображень і їх інтерпретацію. При конструюванні нових зображень доцільні такі операції, як перетворення Фур'є, підкреслення контурів, складання зображень, що є комбінацією вихідних багатоканальних зображень, і т.п. Основна мета таких операцій – підвищення зображувальних властивостей знімків.

*Методи інтерпретації* зображень розділяють на:

візуальні,
візуально-інструментальні,
машинні.



У кожному разі розробка методів інтерпретації починається з вибору і вивчення *дешифрувальних ознак* природних утворень. Такими ознаками можуть бути: вимірювані радіаційні характеристики (або їх функції), рисунок зображення, непрямі ознаки, що випливають із ландшафтних особливостей зображеної території. Вибір дешифрувальних ознак здійснюється на основі відбивних характеристик систем природних утворень і умов трансформації цих характеристик атмосферою.

Безпосередньо інтерпретація містить у собі так звану *задачу прийняття рішення*. При візуальному дешифруванні прийняття рішення грунтується головним чином на знаннях і досвіді фахівця. При інтерпретації за допомогою ЕОМ звичайно використовуються критерії, яки випливають із теорії оптимальних статистичних рішень. Для визначення параметрів (метеорологічних, біометричних показників, швидкості стоку і т.п.) результати дешифрування спеціально обробляються.

Успіх інтерпретації багатозональних знімків істотно залежить від оптимального вибору спектральних діапазонів зйомки відповідно до відбивних властивостей шуканих природних об'єктів і явищ. У той же час вибір цих діапазонів повинен базуватися на рішенні завдань інтерпретації.

*Дешифруванням* називається процес розпізнавання хмарності, снігу, льоду і об'єктів земної поверхні по космічних знімках. При дешифруванні необхідно одержати оптимальне число різноманітних характеристик, що дозволяє дати правильну якісну і кількісну оцінки об'єкта, зображеного на знімку.

*Основні характеристики зображень*. Для правильного і більш повного дешифрування знімків необхідно знати основні закономірності процесів відбиття і ослаблення у видимій ділянці спектра, випромінювання і ослаблення в інфрачервоному і мікрохвильовому діапазонах, відбивні і випромінювальні властивості різних підстильних поверхонь, а також характерні структурні риси метеорологічних об'єктів і підстильної поверхні.

При метеорологічному дешифруванні космічних знімків використовуються дешифрувальні ознаки. Основними дешифрувальними ознаками, що дозволяють розрізняти зображення хмар різного типу і земної поверхні, є яскравість (тон) і рисунок (структура) зображення.

*Основні дешифрувальні ознаки. Яскравість (тон) зображення* на космічних знімках залежить від ряду фізичних характеристик об'єкта. На знімках, отриманих у видимій ділянці спектра, яскравість визначається відбивними властивостями об'єкта і його освітленістю. На інфрачервоних знімках яскравість зображення залежить від теплового фона (температури поверхні) об'єкта.

На знімках, отриманих у видимій ділянці спектра, розрізняють 10-12 градацій відносної яскравості. Кількість градацій яскравості визначається досконалістю знімальної апаратури.

На відміну від знімків видимої ділянки спектра визначальними факторами тону інфрачервоного зображення є температура об'єкта. В цьому випадку тепловий фон, на якому ведеться зйомка, більш мінливий, чим яскравісний фон при зйомці у видимих променях. Природно, що тон зображення залежить від висоти об'єкта, наприклад від висоти вершин хмар, а також від кількості хмарності на площі, що відповідає елементу розрізняльної здатності. Тон зображення тим світліше, чим більше кількість хмар і чим вище їх верхня межа на відповідній ділянці спостережуваної поверхні; зміна тону для сусідніх елементів розрізняльної здатності пов'язана або зі збільшенням кількості, або з зростання висоти хмар, або з обома факторами відразу.

Яскравість космічних зображень не є сама по собі достатньою дешифрувальною ознакою, по який можна відрізнити на знімку хмари від підстильної поверхні суши і моря. Найбільш інформативними є різкі зміни тону по полю знімка, які формують рисунок (структуру) зображення.

*Рисунок (структура) зображення* створюється завдяки просторовій неоднорідності поля випромінювання і в основному обумовлений формою і розміром спостережуваних об'єктів, енергетичним контрастом між ними. Рисунок зображення за інших рівних умов істотно залежить також від технічних параметрів оглядової апаратури: розрізняльної здатності апаратури, числа відтворених градацій яскравості і т.д.

Зміна умов зйомки (освітленості або загального теплового фона, експозицій, автоматичного регулювання посилення і ін.) впливає на відтворюваність по шкалі півтонів і тим самим на структуру зображення. Зникають одні деталі, з'являються інші. Але в цілому *структура зображення більш стійка* до зовнішніх факторів зйомки, *ніж тон зображення*.

Неоднорідність у просторовому розподілі тону (яскравості) призводить до виникнення на космічних знімках рисунка різних масштабів. Виходячи з масштабів яскравісних неоднорідностей і розрізняльної здатності апаратури, виділяють три основних типа структури:

текстуру,
мезоструктуру,
макроструктуру.

*Текстура зображення.* Текстура – це рисунок дрібних деталей зображення, створений розходженням яскравості окремих елементів, розміри яких залежать від розрізняльної здатності апаратури. Розрізняють чотири основних типи текстури: матову, зернисту, волокнисту і



дендритову.

*Матова текстура* характеризується однорідним тоном зображення. Космічні знімки, що мають таку текстуру, відрізняються між собою тільки за яскравістю. Матова текстура властива зображенням відкритих ділянок водної поверхні, однорідних ділянок суши, суцільних льодів і снігового покриву, тумана і шаруватій хмарності (рис. 8.17). На ІЧ знімках матову текстуру можуть мати купчасті і шарувато-купчасті хмари в тому випадку, коли просвіти між хмарними елементами менше елементів розрізняльної здатності або порівнянні з ними.

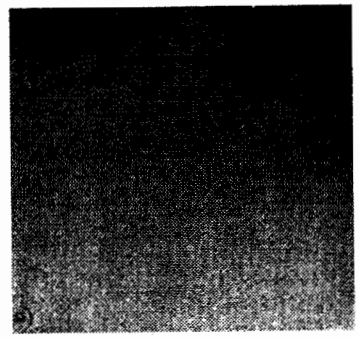


Рис. 8.17 – Матова текстура зображення (шаруватоподібна хмарність)

*Зерниста текстура* – скупчення плям (зерен) світлого тону на відповідному фоні. Дрібні зерна звичайно характерні для зображень купчастої хмарності (рис. 8.18), причому розміри зерен у цьому випадку настільки малі, що деталі форми окремих хмар повністю скрадаються.

Рис. 8.18 – Зерниста дрібна і велика текстура зображення (купчастоподібна хмарність)

Іноді зернисту текстуру має на знімках дрібний морський лід; для таких зображень характерною ознакою є деяка незграбність і різкість обрисів. Зерниста текстура, як правило, на ІЧ знімках проглядається погано.

*Волокниста текстура* – волокна, нитки, смуги незначної товщини, але витягнуті в довжину на десятки і сотні кілометрів, з розмитими нечіткими краями (рис. 8.19). Така текстура характерна для хмар верхнього і середнього ярусів.

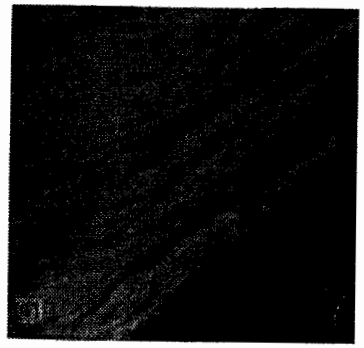


Рис. 8.19 – Волокниста текстура зображення (пір'ястоподібна хмарність)

Особливий тип текстури належить зображенню рельєфу суші – *дендритова текстура* (рис. 8.20).

Рис. 8.20 – Дендритова текстура зображення (вкриті снігом Альпи)



Вона характерна для зображення покритих снігом гір і рівнин із розгалуженою системою рік. Найбільш чітко дендритова текстура проглядається на знімках, отриманих у видимій ділянці спектра. На ІЧ зображеннях не завжди вдається простежити дендритовий вид текстури.

*Мезоструктура і макроструктура зображення.* Мезоструктура зображення – рисунок, обумовлений орієнтуванням і розташуванням на знімку розпізнаних деталей середніх розмірів, які можуть мати свою текстуру. Мезомасштабні утворення крім безпосередніх даних про кількість, тип хмарності дають інформацію про розподіл повітряних потоків і стратифікації атмосфери.

Аналіз супутникових знімків дозволяє виділити наступні основні *типи мезоструктури*:

– хмарні лінії (поздовжні і поперечні);
– хмарні гряди;
– хмарні осередки (відкриті і закриті);
– хвилясті хмари;
– аномальні лінії хмарності;
– мезомасштабні вихори (орографічні і конвективні);
– вторинні хмарні вихори.

Формування кожного із цих типів мезоструктури пов'язане з певними термодинамічними умовами і формами хмар.

*Макроструктура* характеризує хмарні системи синоптичного масштабу, окремі ділянки якої можуть мати мезомасштабні і мікромасштабні характеристики (мезоструктуру і текстуру). Макроструктура характеризує геометричні особливості великих ділянок зображення, створюваних сотнями елементів, розміри яких приблизно на два-три порядки більше розрізняльної здатності системи.

До макромасштабних хмарних систем належать:

– хмарні смуги;
– хмарні вихори (позатропічні і тропічні);
– хмарність внутришньотропічної зони конвергенції;
– хмарність струминних течій.

Структурні характеристики хмарних систем дозволяють виявити загальну синоптичну обстановку, у якій спостерігаються ті або інші хмарні утворення.

Наведений комплекс основних характеристик лежить в основі розпізнавання хмар і підстильної поверхні на космічних знімках. Але при наявності в розпорядженні фахівця цих хмарних характеристик завдання дешифрування залишається складним.

## 8.4 Особливості одержання зображень у різних ділянках спектру

Метеорологічне дешифрування космічних знімків, отриманих у різних діапазонах, відрізняються один від одного, як за формою, так і за змістом. Різний підхід до дешифрування знімків, у першу чергу, визначається розходженням фізичних основ їх одержання [13].

*Видима ділянка спектра.* Основними об'єктами спостерігання з супутників у видимій ділянці спектра є хмари і відкриті ділянки земної поверхні на освітленій стороні Землі.

Можливість виявлення хмарності на фоні підстильної поверхні полягає в різній здатності відбивати падаючу на них пряму і розсіяну радіацію, завдяки чому на знімках, отриманих у видимій ділянці спектра, вони характеризуються різною яскравістю.

У свою чергу, яскравість поверхні об'єкта визначається інтенсивністю відбитого світлового потоку і залежить від його освітленості і коефіцієнта відбиття. Яскравість поверхні об'єктів, що мають однакові відбивні властивості, зростає при збільшенні освітленості і слабшає при її зменшенні. Природно, що яскравість об'єктів з різними відбивними властивостями різна при одній і тій же освітленості. Найважливішим фактором, який визначає освітленість поверхні об'єкта, є висота Сонця. Залежно від зміни висоти Сонця істотно змінюється і освітленість поверхні. Серед інших не менш важливих факторів, що впливають на освітленість, необхідно вказати на прозорість атмосфери, на нахил поверхні, її шорсткість і ін.

Наявність в атмосфері аерозолю у вигляді крапель води, кристаликів льоду, пилу, димових часток і ін., помітно впливає на прозорість атмосфери. Зі збільшенням вмісту аерозолів зменшується освітленість прямим і зростає освітленість розсіяним світлом. Тому що атмосфера практично завжди замутнена, то при низькому положенні Сонця відбуваються істотні втрати в загальній освітленості горизонтальної поверхні.

Верхня межа хмар, як це показують результати літакового зондування, рідко буває однорідною по висоті. Тут можуть спостерігатися утворення, що піднімаються у вигляді величезних потужних купчастих і купчасто-дощових хмар, вертикальна довжина яких кілька кілометрів, а горизонтальні розміри 10-15 км і більше. Звернені до Сонця похилі ділянки хмарного покриву і особливо бічні поверхні потужних купчастих і купчасто-дощових хмар на знімках, отриманих у видимій ділянці спектра, виглядають більш яскравими, чим горизонтальні поверхні з такими ж відбивними властивостями.

Нерівність (шорсткість) верхньої межі суцільного хмарного покриву і відкритих ділянок поверхні приводить до створення великої кількості



тіней. Кількість тіней визначається шорсткістю поверхні і кутом падіння сонячних променів. Чим більше шорсткість поверхні і менше кут падіння сонячних променів, тим більша кількість тіней може бути виявлено на знімку. Як параметр, що характеризує здатність об'єкта відбивати падаючу на нього радіацію, використовується коефіцієнт відбиття або альбедо. Відомо, що альбедо різне для різних довжин хвиль падаючої радіації.

Установлено, що відбивні властивості хмар тісно пов'язані з їх поглинальною здатністю і пропущенням прямої і розсіяної сонячної радіації, а також з відбивною здатністю підстильної поверхні, що знаходиться під хмарами. Альбедо хмар в основному визначається їх вертикальною потужністю, водністю, фазовим станом, висотою Сонця. У табл. 8.3 наведені середні значення альбедо різних хмар (хмарами закрито більше 80% виділеної площі), вимірювані по зображеннях, отриманих у видимій ділянці спектра.

Таблиця 8.3 – Середнє альбедо різних хмар

| Форма хмар | A, % |
|---|---|
| Купчасті доброї погоди над сушею | 29 |
| Пір'ясто-шаруваті над сушею | 32 |
| Пір'ясті над сушею | 36 |
| Шаруваті (тонкі) | 42 |
| Масиви шарувато-купчастих (усередині суцільного хмарного покриву над океаном) | 60 |
| Шаруваті (потужні) | 64 |
| Шарувато-купчасті (значні над сушею) | 68 |
| Купчасті і шарувато-купчасті (значні над сушею) | 69 |
| Пір'ясто-шаруваті (потужні, з підлеглою хмарністю і опадами) | 74 |
| Купчасто-дощові (дрібні, вершини на висоті 6 км) | 86 |
| Купчасто-дощові (великі і потужні) | 92 |

Таким чином, у відповідності із середніми значеннями альбедо (і зі зростаючими значеннями водності), за відбивними характеристиками хмари можна розташувати в наступному порядку:

пір'ясті,
шаруваті,
шарувато-купчасті і купчасті,
купчасто-дощові.

На відміну від хмар об'єкти земної поверхні звичайно не відбивають помітної кількості радіації із своїх внутрішніх областей у вигляді розсіяного світла.

Порівняльний аналіз альбедо хмар (табл. 8.3) і підстильної поверхні, (табл. 8.4) показує, що розбіжності між ними коливаються в широких межах. Якщо альбедо хмар нижнього ярусу в середньому перевищує альбедо підстильної поверхні на 50-60 %, то значення цього параметра у хмар верхнього ярусу в середньому відрізняється від альбедо підстильної поверхні порівняно мало, на 19-20 %. Найменше розходження (2-8 %) між альбедо хмар верхнього ярусу і підстильної поверхні, при більших висотах Сонця.

Таблиця 8.4 – Альбедо різних видів підстильної поверхні

| Вид підстильної поверхні | А, % |
|---|---|
| Водна поверхня | 2 – 6 |
| Чорнозем | 11 |
| Деревна рослинність | 10 – 18 |
| Хвойний ліс | 12 |
| Трав'яний покрив | 18 – 20 |
| Забруднений вологий сніг | 20 – 30 |
| Поверхня глинистої пустелі | 29 – 31 |
| Пісок білий | 34 – 40 |
| Лід (залежно від щільності і засніженості) | 30 - 70 |
| Свіжий сніг | 80 (в умовах Арктики 96 - 98) |
| Снігова поверхня Антарктиди (середнє значення за рік) | 83-84 |

У зв'язку із цим можуть виникати труднощі у виявленні хмар верхнього ярусу над відкритими ділянками поверхні Землі по знімках, отриманим у видимому діапазоні спектра. У тому випадку, коли в хмарному покриві спостерігаються просвіти або розриви, загальне альбедо видимого із МСЗ хмарного покриву зменшується. Якщо хмарний покрив складається із дрібних хмарних елементів, розділених такими ж невеликими просвітами, то при загальному зниженні яскравості просвіти на знімку видимого діапазону не виявляються.

*Інфрачервона ділянка спектра.* Поглинання ІЧ радіації водяною парою, вуглекислим газом, озоном і іншими компонентами атмосфери відомо. Установлено, що найбільша прозорість атмосфери спостерігається у вікнах прозорості. На сучасних МСЗ інфрачервона зйомка проводиться в довгохвильовому вікні прозорості 8-12 мкм. Відомо, що хмари (за винятком тонких Сі) непрозорі для ІЧ променів з довжиною хвилі 8-12 мкм, тому радіометром вимірюється енергія, випромінювана



поверхнею Землі в районах, вільних від хмар, або верхньою межею хмарного покриву. Інтенсивність радіації, що надходить на супутник, вимірюється в межах елементарного кута огляду супутника.

Отримані сигнали можуть перелічуватися в значення *еквівалентної температури* для кожного елемента розрізняльної здатності або за допомогою особливих пристроїв перетворюватися в зображення випромінюючих поверхонь.

Інфрачервоні зображення виходять завдяки наявності *енергетичних контрастів* між підстильною поверхнею і хмарами, тому ці знімки *називаються* тепловими. На таких теплових інфрачервоних знімках об'єкти, що мають більш високу температуру, отже, що випромінюють більшу кількість променистої енергії, мають більш яскравий тон зображення, чим об'єкти з меншою температурою.

Хмари в більшості випадків мають температуру нижче, ніж підстильна поверхня і на стандартних теплових знімках хмарність мала б більш темний тон зображення, чим підстильна поверхня. Для того щоб наблизити зорове сприйняття теплових знімків до знімків у видимій ділянці спектра, у практиці використовують негативні відбитки інфрачервоних знімків. На цих знімках більш холодна хмарність має світлий тон зображення, а тепла підстильна поверхня – темний тон зображення. Найбільш яскраві ділянки на ІЧ знімках відповідають хмарам, що досягли найбільших висот і мають найбільш низьку температуру верхньої межи. Менш яскраві ділянки – відповідають хмарам з більш високою температурою верхньої межи або тонких хмар верхнього і середнього ярусів і хмарних масивів із просвітами, випромінювання від яких змішується з випромінюванням від земної поверхні.

При потужних приземних інверсіях, що виникають уночі, у холодну пору року внаслідок сильного вихолоджування, верхня межа шаруватої хмарності може мати більш високу температуру, чим підстильна поверхня. У цьому випадку хмари на ІЧ знімках виглядають темніше безхмарного простору, їх називають чорними шаруватими хмарами.

На ІЧ зображеннях поверхня суші в основному має темно-сірий тон, але внаслідок її температурної неоднорідності виражена різними півтонами. Так, низинні ділянки місцевості по тону зображення відрізняються від ділянок, розташованих вище над рівнем моря. Наявність великого теплового контрасту між сушею і водною поверхнею дозволяє на знімках розрізняти берегові лінії морів, обрис озер і великих рік, зміну тону водної поверхні залежно від зміни дня і ночі.

*Мікрохвильова ділянка спектра.* Можливість виявлення хмарності на НВЧ знімках, так само як і в ІЧ діапазоні, заснована на наявності контрастів, тобто різниці в потоках випромінювання різних об'єктів. Однак наявність цих контрастів на НВЧ зображеннях обумовлено не однією

температурою випромінюючих поверхонь, як на ІЧ знімках, а сукупністю багатьох факторів, і зокрема коефіцієнта випромінювання.

У зв'язку з тим, що спектральний коефіцієнт випромінювання суши в 2,0-2,5 рази більше коефіцієнта випромінювання морської поверхні, на НВЧ знімках завжди чітко видна межа вода-суша, тобто обрис материків і островів. Суша характеризується яскраво-білим тоном зображення, морська вода (поверхня океану) – темно-сірим. Чітко на знімках видна і межа вода-лід, тому що коефіцієнт випромінювання льоду також значно більше коефіцієнта випромінювання води. У мікрохвильовому діапазоні випромінювання підстильної поверхні поглинається хмарністю лише частково, а власне випромінювання хмар формується у всій товщі і залежить, крім середньої температури хмарного шару, від його фізичного стану, зокрема від вмісту в ньому рідинно-крапельної води і її хімічних властивостей. Цей факт має велике значення. Енергетичні контрасти між хмарами і сушею або негативні, або (у випадку потужної хмарності і опадів) близькі до нуля, а між морською поверхнею і хмарами завжди позитивні. Тому хмарні утворення виявляються невидимими на фоні «гарячої» суши і добре проглядаються над «холодною» морською поверхнею (при наявності певних енергетичних контрастів).

Із-за того що кристалічні хмари прозорі для мікрохвильового випромінювання підстильної поверхні і самі не випромінюють електромагнітну енергію в цьому діапазоні, то на НВЧ знімках вони не видні, яким би щільним і потужним не був їх шар. Інтенсивність випромінювання (радіояскравісні температури) атмосфери і хмар, від якої залежить тон зображення на НВЧ знімках, на довжині хвилі 0,8 см пропорційна кількості водяної пари і рідинно-крапельної води в атмосфері. Із збільшенням вмісту води в атмосфері зростає інтенсивність випромінювання. Тому, чим більше вертикальна потужність рідинно-крапельної частини хмари, тим світліше тон його зображення на НВЧ знімку. Самий яскравий тон зображення (за винятком материків) мають хмари, з яких випадають помірні і сильні опади. Зростання радіояскравісної температури із збільшенням вмісту рідинно-крапельної води в атмосфері відбувається лише до певної межі, після чого, як би не збільшувався вміст води в атмосфері, зростання радіояскравісної температури припиняється. На довжині хвилі 0,8 см такою межею є значення радіояскравісної температури 255-260 К, що спостерігається при інтенсивності випадання опадів близько 10 мм/год.



## Питання для самоконтролю

1. Принципи формування телеметричної інформації оглядових систем космічних апаратів.
2. Призначення станції «КОСМЭК».
3. Склад станції «КОСМЭК».
4. Можливості станції «КОСМЭК».
5. Характеристики станції «КОСМЭК».
6. Принцип роботи станції «КОСМЭК».
7. Етапи обробки космічних знімків.
8. Сутність службової обробки знімків.
9. Сутність просторової прив'язки знімків.
10. Сутність радіаційної корекції знімків.
11. Мета тематичної інтерпретації знімків.
12. Основні дешифрувальні ознаки знімків.
13. Текстура зображення супутникових знімків.
14. Мезоструктура і макроструктура зображення.
15. Особливості зображення у видимій ділянці спектра.
16. Особливості зображення в інфрачервоній ділянці спектра.
17. Особливості зображення в мікрохвильовій ділянці спектра.

## ІМЕННИЙ ПОКАЖЧИК


Архимеда закон, 50

Больцмана стала, 82, 116

Віна закон, 116

Гауса розподіл, 114

Допплера зсув частоти, 109, 114

Кельвіна шкала, 82
Кеплера закон, 163
Кірхгофа закон, 117

Маршалл, 89
Мі теорія, 91, 110
Морзе азбука, 56

Пальмер, 89
Паскаль, 82
Планка формула, 116

Релея розсіяння, 110
Релея-Джинса формула, 116, 117
Россбі хвилі, 131

Стокса частоти, 111

Фур'є перетворення, 204

Шмітта тригер, 114




## ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК


Аеродромна метеорологічна автоматизована станція Авіа–1, 67
Активні методи дистанційного зондування Землі, 171
Анеморумбометр МАРК–60, 67, 70

Багатоспектральна (багатозональна) зйомка, 183

Взаємодія електромагнітних хвиль із атмосферою, 84
– лазерного сигналу з навколишнім середовищем, 109
Вимірювання координат об'єктів, 77
– – – кутових, 77
– – – дальності, 79
– параметрів навколишнього середовища за допомогою лазерів, 111
Вимірювач атмосферного тиску цифровий БАР, 67, 70

Джерело інформації при дистанційному зондуванні навколишнього середовища, 169
Діаграма направленості антени, 137
Дистанційне зондування навколишнього середовища, 169
Дослідження навколишнього середовища допплерівськими РЛС, 102
– – – за допомогою радіометрів, 123
– – – імпульсними РЛС, 99

Електрофізичні характеристики середовища, 81
Елементи орбіти штучного супутника Землі, 163
Етапи обробки космічної інформації, 204
Ефемериди, 163

Зображення у видимій ділянці спектра, 179
– – інфрачервоній – –, 181
– – мікрохвильовій – –, 184

Космічна моніторингова інформація, 177
– – – види, 177, 179, 182
– – – вимоги, 175
– – – гідрометеорологічна, 177
Космічний апарат NOAA, призначення, 174
– – – радіометр AVHRR, характеристики, 175
Космічна мережа спостережень, 145, 146
– підсистема одержання даних, 146

– – – – структура інформаційна, 149
– – – – структура підсистеми, 148
– система дистанційного зондування, 172
Куля–пілот, 50

Лазерне зондування навколишнього середовища, 109

Макроструктура зображення, 209
Мезоструктура зображення, 209
Метод сіток, 133
Методи вимірювання параметрів атмосфери, 49
Мікрохвильове зондування навколишнього середовища, 115
Мікрохвильові дані, 186
Моніторинг, 9

Навігаційна система радіозондування, 52
Надання моніторингової інформації при дистанційних спостереженнях,136
– – – – точкових –, 130
Наземна мережа спостережень, 17
– підсистема одержання даних, 17
Наземні способи зондування атмосфери і навколишнього середовища, 49
Наукова апаратура видимого діапазону електромагнітних хвиль, 172
– – інфрачервоного – – –, 174
– – мікрохвильового – – –, 174

Орбіта штучного супутника Землі, 165
Орбіти метеорологічних штучних супутників Землі, 167
Основні дешифрувальні ознаки зображень, 205, 206
– характеристики зображень, 205
Особливості одержання зображень у видимій ділянці спектра, 210
– – – – інфрачервоній – –, 212
– – – – мікрохвильовій – –, 213

Пасивні методи дистанційного зондування Землі, 169
Принцип сканування, 173
Прогноз методом сіток, 133

Радіаційні дані, 184
Радіозонд, 50
– аерологічний, 50
– будова, принцип роботи, 61
– МАРЗ, 64



– МРЗ, 64
– ПАЗА, 64
– РЗА, 65
Радіозондування, 49
Радіолокаційна інформація, 74
– – джерело, 74
– станція, 74
– ціль, 74
Радіолокаційне спостереження, 74
– – способи, 74
Радіолокаційні методи дослідження навколишнього середовища, 99, 104
Радіолокаційний канал, 76
– огляд, 76
Радіолокація, 74
Радіометеорологія, 81
Радіометр AVHRR, призначення, принцип роботи, 175, 188
Радіопілот, 50
Радіоспостереження Сонця, 19
Радіотеплове випромінювання навколишнього середовища, 118
– – – – характеристики, 118
Радіотеплолокація, 115

Система державного моніторингу, 12
– радіозондування, 54
– – класифікація, 54
– – Малахіт, 55
– – Метеор, 57
– – Метеорит, 57
– – Метеорит–2, 57
– – Радіотеодоліт–УЛ, 57
– – Титан (АВК–1), 60
Спектрометричні дані, 185
Спостереження агрометеорологічні, 18
– аерологічні, 18
– актинометричні, 18
– геомагнітні, 19
– гідрологічні, 18
– за атмосферною електрикою, 19
– – рівнем забруднення атмосфери, 18
– – – – вод суши, 18
– – – – ґрунтів, 19
– – – – морських вод, 19

– – – – снігового покриву, 19
– – трансграничним переносом забруднюючих речовин, 19
– іоносферні, 19
– метеорологічні радіолокаційні, 19
– морські гідрометеорологічні, 18
– озонометричні, 19
– приземні метеорологічні, 17
– теплобалансові, 18
– фонового моніторингу природного середовища, 20
Станція КОСМЭК, 195
– – можливості, 197
– – призначення, 195
– – склад, 195
– – тематика знімків, 195
– – характеристики, 197

Текстура зображення, 206
Телеметрична інформація, 188
– – APT формат, 188
– – клин телеметрії, 189
– – космічні дані, 194
– – формат кадру, 190, 192
– – формат рядка відеоінформації, 191
– – цикл телеметрії, 189
Тематичні задачі дистанційного зондування Землі з космосу, 150
– – – – – – –, класифікація, 151
Типи орбіт штучних супутників Землі, 165
Точкові спостереження, 130



## БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

1. Закон України „Про охорону навколишнього природного середовища".
2. Руководящий документ Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 1. Наземная подсистема получения данных о состоянии природной среды. Основные положения и нормативные документы. РД52.04.107–86 – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 183 с.
3. Коровин В.П., Чверткин Е.И. Морская гидрометрия: Учебник – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 263с.
4. Павлов Н.Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. Учебник – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 432с.
5. Билетов М.В., Кузьменко В.П., Павлов Н.Ф., Цивенко Н.В. Радиометеорология: Учебник / Под ред. В.Д. Степаненко. – М.: Воениздат, 1984. – 208 с.
6. Лазерное зондирование атмосферы из космоса – Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
7. Богородский В.В., Козлов А.И. Микроволновая радиометрия земных покровов – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 272с.
8. Доронина Ю.В. Автоматизация цикла морских гидрометеорологических данных // Труды УкрНИГМИ, вып. 247, 1999.
9. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды: Учебник – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 376с.
10. Код для передачи данных наблюдений метеорологических радиолокаторов (международная форма FM 20-VIII RADOB) – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 30 с.
11. Руководство по эксплуатации АМРК "Метеоячейка". ИТАВ 416311.001 РЭ – ИРАМ, 2000. – 148 с.
12. Классификатор тематических задач оценки природных ресурсов и окружающей среды, решаемых с использованием материалов дистанционного зондирования Земли. Редакция 6 – Иркутск, Москва: АМА-ПРЕСС, 2002. – 52 с.
13. Калинин Н.А., Толмачёва Н.И. Космические методы исследования в метеорологи: Учебник – Пермь: ГОУВПО „Пермский государственный ниверситет", 2005. – 348 с.
14. Герман М.А., Белов П.И., Назиров М. Лабораторный практикум по курсу: Космические методы исследования в метеорологии – Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1981. – 143 с.
15. Перелигін Б.В. Одержання, передача, прийом і надання локаційної космічної інформації: Навчальний посібник – Одеса: Екологія, 2006. – 88с.

16. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / Под ред. А. Крекнела – М.: Мир, 1987.



*Навчальне видання*

**ПЕРЕЛИГІН Борис Вікторович**
**КУЗНІЧЕНКО Світлана Дмитрівна**

# МЕТОДИ І ЗАСОБИ ОБРОБКИ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

**Навчальний посібник**
**у двох частинах**

Частина 1
**СПОСОБИ І ЗАСОБИ ОДЕРЖАННЯ, ОБРОБКИ І НАДАННЯ МОНІТОРИНГОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ**

Надруковано в авторській редакції

http://celestrak.com/NORAD/elements/weather.txt

Підписано до друку 30.07.2010. Формат 60x84/16. Папір офсетний.
Гарнітура "Таймс". Друк офсетний. Ум. друк. арк. 13,02.
Тираж 50 прим. Вид. № 12. Зам. № 159.

Видавництво і друкарня "Екологія"
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 106, к 313
*Тел.: (0482) 33-07-18, 37-07-95, 37-15-27*
**www.fotoalbom-odessa.com**
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1873 від 20.07.2004 р.