

Министерство образования Республики Беларусь
Белорусский государственный университет
Факультет географии и геоинформатики
Кафедра наук о Земле и гидрометеорологии

Каурига П. А.

кандидат географических наук, доцент

Дистанционные методы исследования в гидрометеорологии

Учебно-методический комплекс
по специальности: 1-31 02 02 «Гидрометеорология»

Рассмотрено и утверждено на заседании Научно-методического совета БГУ
28 сентября 2020 г., протокол №1.

Минск 2020
Москва 2023

УДК 551.501.8(075.8)
К 301

Утверждена на заседании Научно-методического совета БГУ.
Протокол №1 от 28.09.2020.

Решение о депонировании приняли:
Совет факультета географии и геоинформатики
Протокол №1 от 25.09.2020.

Автор:
Каурига Павел Антонович, кандидат географических наук, доцент.

Рецензенты:
кафедра географии и методики преподавания географии Белорусского государственного педагогического университета им. М. Танка (заведующий кафедрой, к.г.н., доцент Г.В. Таранчук);
Данилович И.С., кандидат географических наук, доцент, ведущий научный сотрудник Центра климатических исследований Института природопользования НАН Беларуси.

Каурига П. А. Дистанционные методы в гидрометеорологии : электронный учебно-методический комплекс по специальности: 1-31 02 02 «Гидрометеорология» / П. А. Каурига; БГУ, Фак. географии и геоинформатики, Каф. общих наук о Земле и гидрометеорологии. – Минск: БГУ, 2020. – 152 с. : рисунки. – Библиография: с. 138–144.

Перевод: Белолубцев А.И.; Асауляк И.Ф.; Дронова Е.А.; Авдеев С.М.

Учебно-методический комплекс предназначен для студентов направлений обучения, связанных с географией и гидрометеорологией. Предусматривает изучение дистанционных (бесконтактных) методов получения информации о физическом состоянии гидросферы и атмосферы, основанных на улавливании электромагнитного излучения, распространяющегося от гидроатмосферных объектов и несущего необходимую информацию. Описаны принципы работы современных наземных и космических измерительных комплексов, которые используются для зондирования гидросферы и атмосферы с помощью электромагнитных и звуковых излучений и использования полученных данных в синоптическом анализе. Наиболее важными системами измерения являются глобальное пилотное и радиозондирование, радиолокация и спутниковое зондирование.

Комплекс предназначен для студентов географических и гидрометеорологических специальностей, которые готовятся в высших учебных заведениях. Также он будет полезен работникам гидрометеорологической службы.

СОДЕРЖАНИЕ

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА.....	6
1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ.....	8
1.1. Физические основы дистанционного зондирования атмосферы....	8
1.2. Связь гидрометеорологии с другими науками.....	10
1.2.1. Оптика атмосферы.....	11
1.3. Взаимодействие гидросферы и атмосферы.....	12
1.4. Проблемы гидрометеорологии.....	13
1.5. Международное сотрудничество в области гидрометеорологии.	13
1.6. Гидрометеорологическая служба.....	16
1.7. История разработки и внедрение дистанционных методов в гидрометеорологии.....	18
1.7.1. Развитие дистанционных методов.....	18
1.8. Развитие радиогидрометеорологии.....	20
1.8.1. Лазерное зондирование.....	24
1.9. Развитие аэрологии - радиозондирование атмосферы.....	25
1.10. Развитие методов космических исследований.....	28
1.11. Космические исследования в Беларуси.....	34
1.12. Важная информация об атмосфере.....	37
1.12.1. Химический состав воздуха.....	37
1.12.2. Углекислый газ в атмосфере.....	38
1.12.3. Озоносфера.....	38
1.12.4. Атмосферный аэрозоль.....	39
1.12.5. Изменение химического состава воздуха с высотой.....	40
1.13. Структура атмосферы.....	41
1.13.1. Стандартная атмосфера.....	43
1.14. Измерение температуры, давления и влажности воздуха.....	43
1.14.1. Основы радиотелеметрии.....	43
1.15. Измерительные преобразователи температуры.....	44
1.16. Измерительные датчики давления.....	46
1.17. Методы измерения влажности воздуха.....	48
1.18. Радиогидрометеорология.....	50
1.18.1. Материя и поля.....	50
1.19. Системы дистанционного зондирования.....	51
1.20. Электромагнитные волны.....	55
1.21. Солнечная радиация и ее взаимодействие с гидротмосферой..	62
1.22. Энергия и естественное освещение.....	64
1.23. Прямое солнечное излучение. Солнечная постоянная.....	65
1.24. Поглощение солнечной радиации в атмосфере.....	65
1.25. Рассеяние солнечного излучения.....	68
1.26. Закон ослабления солнечной радиации в атмосфере.....	69
1.27. Коэффициент мутности.....	71
1.28. Общее излучение.....	71

1.28.1. Отраженное и поглощенное солнечное излучение.....	72
1.28.2. Альbedo Земли.....	72
1.29. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы..	74
1.29.1. Противодействие излучению атмосферы.....	75
1.29.2. Эффективное излучение.....	76
2. ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ.....	78
2.1. Задачи.....	78
2.2. Тематика лабораторно-практических занятий.....	123
2.3. Методические указания по проведению лабораторно- практических работ.....	124
3. РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ.....	131
3.1. Темы семинарских занятий.....	131
3.2. Темы коллеквиумов.....	132
3.3. Тема самостоятельной работы (доклад-презентация).....	133
3.4. Вопросы для подготовки к экзамену.....	136
4. СПРАВОЧНЫЙ РАЗДЕЛ.....	139
4.1. Рекомендуемое чтение.....	139
4.2. Словари.....	141
4.3. Метеорологические спутники и их измерительные системы.....	142
4.4. Электронные ресурсы. Базы данных глобальной метеорологической службы для использования при написании рефератов, докладов, курсовых	143
Приложение 1. Ответы на задания.....	147
Приложение 2. Склонение Солнца в истинный полдень.....	150
Приложение 3. Таблица Бемпарада.....	152
Приложение 4. Указатель метеостанций Беларуси по Всемирному каталогу «Метеорологическая организация».....	153

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Изучение гидросферы и атмосферы началось еще в глубокой древности. Первые метеорологические наблюдения проводились непосредственно на земной поверхности. В настоящее время в мире создана единая система сбора, обработки, хранения и использования гидрометеорологической информации. В последние десятилетия происходит все более широкое внедрение в гидрометеорологическую науку и практику дистанционных методов наблюдений и исследований.

Целью дисциплины «Методы дистанционных исследований в гидрометеорологии» является изучение принципов работы современных наземных и космических измерительных комплексов, применяемых для зондирования гидроатмосферы с использованием электромагнитного и звукового излучения, и использование полученных данных в синоптическом анализе и других областях народного хозяйства. .

Задачами дисциплины являются:

1) овладение основами радиогидрометеорологии как науки о физических закономерностях распространения электромагнитных и звуковых излучений и их взаимодействия с водой, землей и воздухом для обнаружения и исследования гидроатмосферных процессов и явлений;

2) изучение физических основ сферического пилотирования, а также радиозондирования и радиолокации гидроатмосферы для использования данных в практике прогнозирования погоды;

3) изучение методов спутникового зондирования гидроатмосферы и использование космических снимков в анализе и прогнозировании погоды.

Дистанционные методы, или дистанционное зондирование (ДЗ) гидроатмосферы, осуществляется на значительном удалении от пункта получения информации - сотни и тысячи километров. ДЗ - бесконтактный способ получения информации о физическом состоянии атмосферы. Этот метод основан на улавливании электромагнитного излучения, распространяющегося от гидроатмосферных объектов и несущего необходимую информацию об их физическом состоянии.

В английской лексике ДЗ соответствует термин Remote sensing. Существует также альтернативный термин — наблюдение за Землей.

Гидрометеорология (ГМ) - это отрасль наук о Земле, а точнее, пограничная дисциплина, изучающая гидроатмосферу - физические процессы взаимодействия гидросферы и атмосферы. Таким образом, ГМ представляет собой синтез двух наук – гидрологии и метеорологии. Из этого определения следует, что ГМ воплощает в себе весь комплекс наук о подвижных оболочках геосферы: гидросфере и атмосфере.

Гидроатмосфера – единая, целостная и взаимодействующая система, важнейший компонент климатической системы. Атмосфера не может функционировать без гидросферы, а гидросфера не может функционировать без атмосферы. Связь между гидросферой и атмосферой осуществляется за счет непрерывного обмена энергией, веществом, движением и информацией. Их

взаимодействие и взаимосвязь определяют внутреннюю динамику и формирование глобального климата.

Методы ДЗ гидроатмосферы основаны на использовании технических устройств, работающих на различных физических принципах. ДЗ может быть акустической (звуковой), оптической (лазерной) и радиометрической - с помощью электромагнитного излучения, имеющего активное радиозондирование и радиолокацию) и пассивное (радиометрия).

Информация о гидроатмосфере, полученная дистанционными методами, в значительной степени дополняет наземные гидрометеорологические наблюдения, которые проводятся традиционными (контактными) методами на наземных гидрометеорологических станциях. Данные дистанционного зондирования значительно расширили наши знания о гидроатмосферных процессах, позволив повысить качество анализа и прогнозирования погоды. Эти методы являются наиболее эффективным средством получения информации о погоде, климате, континентах, океанах и ледниках — важнейших компонентах климатической системы.

Методы исследования ДЗ и гидроатмосферы разработаны на физических принципах взаимодействия солнечного электромагнитного излучения с воздухом и водой, а также на изучении процессов распространения излучения от природных объектов и тел. Поэтому информация, получаемая дистанционными методами, является результатом взаимодействия электромагнитного излучения с объектами и целями гидроатмосферы.

Курс «Методы дистанционных исследований в гидрометеорологии» включает следующие взаимосвязанные научные направления: радиогидрометеорология, глобальное экспериментальное зондирование, радиозондирование, радиолокация и спутниковые методы исследования.

Радиогидрометеорология изучает физическую сущность взаимодействия электромагнитных излучений с объектами гидроатмосферы и использование этого взаимодействия для изучения отдельных явлений и процессов.

С помощью спутниковой навигации и радиозондирования изучаются вертикальные профили основных метеорологических величин. Радиолокация определяет пространственное распределение метеорологических величин в свободной атмосфере. Спутниковыми методами изучаются физические поля гидроатмосферы на больших территориях земного шара.

Дистанционное зондирование географического пространства — современная научная дисциплина, которая очень быстро развивается и является незаменимым методом глобального изучения и контроля (мониторинга) состояния природной физико-химической среды.

Развитие и использование дистанционных методов направлено на совершенствование обслуживания различных отраслей народного хозяйства и, прежде всего, на повышение качества гидрометеорологических прогнозов в интересах сельского, водного, лесного хозяйства, промышленности, транспорта, медицины, спорта, отдыха и др.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

Теоретическое изучение программы по дисциплине «Методы дистанционных исследований в гидрометеорологии» проводится в рамках учебного пособия, выпущенного под знаком ВМО. В пособии использован многолетний опыт автора в преподавании данной дисциплины.

Каурига П. А. Дистанционные методы исследования в гидрометеорологии [Электронный ресурс] : учебное пособие / П. А. Каурига. – Минск: БГУ, 2014. – С.223. Режим доступа: <https://elib.bsu.by/handle/123456789/250294> - По состоянию на 27 июля 2014 г.

В пособии рассматриваются дистанционные (бесконтактные) методы получения информации о физическом состоянии гидроатмосферы, основанные на улавливании электромагнитного излучения, распространяющегося от гидроатмосферных объектов и несущего необходимую информацию. Описаны принципы работы современных наземных и космических измерительных комплексов, которые используются для зондирования гидроатмосферы с помощью электромагнитных и звуковых излучений, данные которых используются в синоптическом анализе. Важнейшими системами измерения, описанными в руководстве, являются глобальное пилотажное и радиозондирование, радиолокационное и спутниковое зондирование.

Ниже выдержка из справочника.

1.1. Физические основы дистанционного зондирования гидроатмосферы.

Основным принципом ДЗ гидроатмосферы является улавливание электромагнитных и акустических излучений, рассеивающих, отражающих и распространяющих гидроатмосферные объекты. При этом измерения производятся не в одной точке, как это делается на наземной сети гидрометеорологических станций (ГМС), а с непрерывным перемещением приборов как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Для доставки измерительных приборов на нужную высоту в атмосферу используются специальные носители или платформы. Такими носителями-платформами могут быть воздушные змеи, аэростаты-пилоты, аэростаты, стратостаты, дирижабли, корабли, ракеты, радиозонды, радар-детекторы, спутники, а также сама поверхность Земли.

Ощущение различается в зависимости от предполагаемой цели. Измерение ветра называется зондированием ветра, а одновременное измерение ветра, температуры и влажности называется зондированием температуры и ветра. Измерения с помощью радиозондов называются радиозондированием, с помощью аппаратуры, поднимающейся на самолете, — авиационными, а на аэростатах — аэрозондированием. Существует также ракетное, спутниковое и корабельное зондирование. Все эти методы зондирования относятся к вертикальному зондированию, на его основе строятся вертикальные профили метеорологических переменных и осуществляется их картографирование.

Также проводят горизонтальное зондирование, которое отличается тем, что измерения производятся на одном уровне. Горизонтальное зондирование осуществляется с помощью самолетов, аэростатов, стратостатов и дирижаблей, способных дрейфовать в свободном полете на разной высоте. Также проводится специальное зондирование для определения микроструктуры облаков, газового и аэрозольного состава, солнечной и космической радиации, озона, атмосферного электричества и др.

Дистанционные наблюдения обеспечивают изучение гидроатмосферных явлений и процессов на большом удалении от объекта исследования. Они позволяют покрывать огромные площади. При этом измерительные приборы располагаются на значительном удалении от места получения информации, а результаты измерений передаются по радио- и телевизионным каналам.

В.Ф. Логинов (2002) сгруппировал системы гидрометеорологических наблюдений по типу платформ - носителей измерительной аппаратуры:

1. Наземная система наблюдения, состоящая из сети обсерваторий, станций и постов, расположенных на суше.
2. Надводная (морская, океаническая) система наблюдения, обеспечивающая измерения с судов, буев и других средств.
3. Подводная система, включающая батискафы и батисферы.
4. Воздушная (авиационная) система наблюдения, которая осуществляется с помощью самолетов, вертолетов, аэростатов, шаров-пилотов, постоянно дрейфующих в атмосфере.
5. Радиолокационные и радиозондовые системы гидроатмосферного зондирования.
6. Космическая система, состоящая из геостационарных и полярно-орбитальных спутников.

Дистанционные наблюдения отличаются от давно сложившихся наземных тем, что измерительные приборы в первом случае непрерывно перемещаются в атмосфере по вертикали и горизонтали в условиях большой изменчивости гидрометеорологических элементов. Поэтому создаются измерительные приборы для измерения физических величин в очень широком диапазоне.

По типу источника или приемника электромагнитного излучения различают фотоаппаратурные, фотографические, радиометрические, радиолокационные и акустические дистанционные методы. Кроме того, дистанционные методы бывают активными и пассивными. Активными методами исследуется излучение, отраженное гидроатмосферными объектами после их искусственного электромагнитного облучения. Пассивные методы используются для изучения электромагнитного излучения этих объектов или отраженного, или рассеянного ими солнечного излучения. Гидроатмосферные объекты распознаются по спектральным характеристикам различных диапазонов электромагнитного излучения, определяются их размеры, плотность, химический состав, физические свойства, а также

атмосферные фронты, воздушные массы, течения, циклоны и антициклоны и т. д.

Таким образом, в отличие от методов прямого измерения гидрометеорологических величин, т. е. методов прямого контакта, дистанционное (косвенное) зондирование дает необходимую информацию о физическом состоянии гидроатмосферы путем измерения эффектов взаимодействия электромагнитного и акустического излучений с водой, снегом, льдом, а также с поверхностью земли и атмосферным воздухом. Именно электромагнитные и акустические излучения и их спектральные характеристики являются источником информации о физическом состоянии гидроатмосферы.

Следует отметить, что человек давно научился использовать многочисленные электромагнитные волны и излучения для приема и передачи различной информации на большие расстояния. Это телерадиовещание, система Интернет, электроснабжение, мобильная, сотовая и пейджерная телефонная связь, использование лазеров и т.д.

1.2. Связь гидрометеорологии с другими науками

Методы дистанционного исследования гидроатмосферы в своем развитии опираются на широкий круг наук о Земле, физико-технических дисциплинах, их отдельных разделов: оптики, радиотехники и электроники, информатики и вычислительной техники, телеметрии, точной механики и приборостроения, а также на разноплановых результатах междисциплинарных исследований. При этом необходимо учитывать ряд физических законов: учение о тепле, электромагнитных колебаниях и излучениях, законы гидротермодинамики, геофизики, океанологии и метеорологии.

Гидрометеорология – пограничная дисциплина, объединяющая гидрологию и метеорологию. Гидрология – в широком смысле ,наука о водах земного шара, другими словами, о гидросфере. Под гидрологией обычно понимают наземную гидрологию, изучающую реки и озера. Изучение Мирового океана делится на океанологию, а изучение подземных вод — на гидрогеологию.

К физическим процессам, изучаемым в земной гидрологии, относятся испарение, таяние снега, паводкообразование, температурный режим, замерзание рек и озер, сток воды в реках, течение льда в ледниках, эрозионная деятельность проточных вод, режим стока и др.

Океанология изучает химические, физические, геологические и биологические процессы в Мировом океане, его гидротермодинамику, акустику, оптику, радиоактивность и электромагнитное поле. Здесь подчеркнем, что физические процессы и режимы в океане взаимосвязаны и определяются метеорологическими процессами, развивающимися в атмосфере.

Метеорология— наука, изучающая атмосферу, физические и химические процессы, протекающие в ней и формирующие различные типы погоды. В метеорологии выделяют ряд специальных дисциплин.

Физика атмосферы— учение об общих закономерностях атмосферных явлений и процессов. Динамическая метеорология, задачей которой является изучение движений атмосферы и связанных с ними преобразований энергии путем решения уравнений гидро- и термодинамики.

Аэрология занимается методами исследования и изучает физические явления и процессы в свободной атмосфере. Аэрология включает:

1. химию атмосферы — раздел, изучающий химический состав и химические процессы, аэрозольную метеорологию, изучающую физические характеристики аэрозольной составляющей атмосферы,
2. озоновую метеорологию, изучающую химические превращения трёхатомного кислорода в атмосфере.

Синоптическая метеорология изучает закономерности распространения и изменения погоды на больших территориях с целью ее прогнозирования.

В настоящее время сформировалась новая отрасль аэрологии — аэрномия как наука о самых верхних слоях атмосферы, где летают искусственные спутники Земли.

Современные системы радиозондирования, радиолокации и спутниковых наблюдений работают на основе систем радиотелеметрии и теории информации. Радиотелеметрия — область современной радиоэлектроники, изучающая методы дистанционных измерений и передачи результатов на расстояние с помощью радиоволн. Теория информации изучает процессы приема, регистрации, обработки и использования результатов дистанционного зондирования гидроатмосферы.

1.2.1. Оптика атмосферы.

Важное место в развитии дистанционных методов занимает атмосферная оптика — раздел физики атмосферы. В этой главе изучаются рассеяние, поглощение, преломление, отражение и дифракция ультрафиолетового, видимого и инфракрасного солнечного излучения при его взаимодействии с атмосферным воздухом. Атмосферная оптика помогает решить следующие задачи:

- 1) процессы распространения и преобразования в атмосфере, на суше и в океанах электромагнитного излучения Солнца и формирования различных видов собственного излучения Земли и атмосферы;
- 2) распространение длинноволнового излучения как источника информации о физических и оптических характеристиках атмосферы, земной поверхности и всего многообразия природных объектов.

Актуальной задачей атмосферной оптики является экспериментальное изучение оптических характеристик атмосферы на разных высотах, в разных частях спектра и при разных метеорологических условиях. Для этого

проводятся как наземные исследования, так и исследования с использованием авиационных приборов. Суть наземных измерений заключается в изучении оптических свойств приземного слоя атмосферы. Однако в последнее время были разработаны новые методы (прожекторный, лазерный), которые разрешают руководить с земной поверхности. Оптический зондирование высоких слоев атмосферы.

Таким образом, гидрометеорология, изучающая гидроатмосферу, включает в себя широкий комплекс взаимосвязанных наук.

1.3. Взаимодействие гидросферы и атмосферы

Гидросфера и атмосфера взаимодействуют друг с другом посредством непрерывного обмена энергией, веществом, движением и информацией. Атмосфера получает тепло и водяной пар от океана, а кинетическую энергию движения воздуха передает океану. Именно материально-энергетическое взаимодействие атмосферы и океана обеспечивает развитие различных физических, химических и биологических процессов в климатической системе. Поэтому целесообразно объединить гидросферу и атмосферу в одно понятие - гидроатмосферу, которую изучает гидрометеорология.

Мировой океан обладает высокой теплоемкостью и низким коэффициентом отражения солнечного излучения. Например, удельная теплоемкость сухой почвы равна 1, океана — 4,18 Дж/кг·К; альbedo пустыни – 0,30, океана – 0,06. Благодаря этому океан превращает огромное количество солнечной радиации в тепловую энергию. Около 80 % своей тепловой энергии он отдает в атмосферу за счет длинноволнового излучения, а около 16 % энергии, затрачиваемой на испарение, переходит в скрытую форму и поступает в атмосферу вместе с водяным паром. Остальные 4% энергии океана передаются атмосфере в виде кажущегося тепла за счет молекулярной, конвективной и турбулентной теплопроводности. Именно за счет кинетической энергии атмосферы работает глобальная система морских течений, обеспечивающих межширотный теплообмен.

Океанические течения переносят энергию из низких широт в высокие и наоборот. Миграция теплых и холодных вод полностью определяется направлением и силой ветра. Отметим, что океан активно влияет на атмосферу, когда вода теплее воздуха, особенно весной и осенью. Летом влияние океана на атмосферу незначительно.

Криосфера оказывает сильное влияние на формирование глобального климата. Он влияет на различные природные процессы, управляющие климатической системой. Да, известно, что планетарное альbedo Земли зависит от площади снежного покрова и морского льда. Уменьшение площади снега и льда приводит к уменьшению альbedo и соответствующему увеличению доли солнечной радиации, поглощаемой поверхностью подложки. Кроме того, таяние снега и льда способствует уменьшению солености океанской воды и ослаблению океанической циркуляции, что

соответственно нарушает устойчивость развития общей циркуляции атмосферы и климатической системы в целом. Наконец, при деградации вечной мерзлоты в атмосферу поступает значительное количество парниковых газов, прежде всего углекислого газа и метана. Особенно сильное влияние на климат Земли оказывают арктические и антарктические ледяные щиты, значительно понижающие глобальную температуру. Наличие здесь ледяного покрова создает температурные контрасты между полюсами и экватором, что приводит к зональным переносам воздушных масс и влаги с океанов на континенты.

Таким образом, атмосфера и океан представляют собой единую и интегрированную термодинамическую систему. Атмосфера не может существовать без гидросферы, а гидросфера без атмосферы. Гармоничное сосуществование атмосферы и гидросферы обеспечивает стабильность климатической системы Земли.

1.4. Проблемы гидрометеорологии

Несмотря на значительные достижения, в гидрометеорологии остается еще много нерешенных проблем. На решение этих проблем направлены международные научные программы, реализуемые под эгидой ВМА. К таким проблемам относятся:

- взаимодействие атмосферы и океана;
- создание точной модели общей циркуляции атмосферы;
- загрязнение природной среды и его влияние на метеорологические процессы;
- появление ураганов, бурь, а также других естественных метеорологических явлений, их прогноз и борьба с ними;
- солнечно-земные связи;
- физические процессы образования облаков и осадков;
- структура теплового и радиационного баланса и его влияние на атмосферные процессы, формирование погоды и климата;
- разработка надежных методов прогноза погоды, а также его индивидуальных элементов;
- изучение климата и его изменений;
- особую актуальность приобрела проблема изменения климата, как под воздействием природных факторов, так и в результате деятельности человека.

Очевидно, что для охвата наблюдениями всей гидроатмосферы земного шара необходима сеть станций с достаточной разрешающей способностью для реализации численных методов прогноза погоды. Разрешение означает масштаб пространственного и временного распознавания объектов. Пространственное разрешение – расстояние между пунктами наблюдения, временное разрешение – интервал между периодами наблюдения. Помимо самой сети наблюдений необходима оперативная система обмена информацией между отдельными странами. Поэтому создание глобальной

наблюдательной сети наземных гидрометеорологических станций и развитие методов дистанционного зондирования является основной задачей ВМА.

1.5. Международное сотрудничество в области гидрометеорологии

Гидроатмосферные процессы и явления носят глобальный характер. Чтобы о них достаточно хорошо знать и предсказывать, нужны сведения о состоянии гидроатмосферы и земной поверхности со всей планеты. Наша планета разделена границами на отдельные страны. Воздушные массы нарушают государственные границы. Для того, чтобы понимать состояние атмосферы в определенном месте земного шара, нужно иметь информацию о состоянии воздушной массы в районе, откуда она пришла. Поэтому, чтобы получить представление об общей циркуляции атмосферы, необходимо вести гидрометеорологические наблюдения по всему земному шару и обмениваться данными между странами.

Начало международному сотрудничеству в области гидрометеорологии было положено на Первом Международном метеорологическом конгрессе, который состоялся в Вене в сентябре 1873 г. На этом конгрессе была создана Всемирная метеорологическая организация (ВМО), ставшая специализированным учреждением Объединенной Нации в 1950 году. ВМА осуществляет обмен гидрометеорологическими данными между службами всех стран, следит за внедрением единого метода наблюдений, заботится о распространении результатов научно-методических исследований по всему миру.

В целях сбора более полных данных о состоянии и взаимодействии гидросферы и атмосферы мировое сообщество провело так называемые международные годы:

- Первый Международный полярный год (1882–1883 гг.);
- Второй Международный полярный год (1932–1933 гг.);
- Международный геофизический год (1957–1958 годы);
- Год международного геофизического сотрудничества (1959 г.);
- Международный год спокойного солнца (1964–1965);
- Атлантический тропический эксперимент АТЕР-74;
- Первый глобальный эксперимент ГЛОБЭКС-79.

Для решения этих задач ВМО разработала и реализовала Программу исследования глобальных атмосферных процессов (GAPRP), включающую ряд крупных подпрограмм: Тропический эксперимент (ТРОПЭКС), Полярный эксперимент (ПАЛЕКС), Комплексный энергетический эксперимент (КЕНЭКС), Муссонный эксперимент (МЭКС), Энергетический эксперимент зон океана «Разрезы», глобальный эксперимент (ГЛОБЭКС) и другие.

Все международные эксперименты выполняются на основе современных технических средств и обработки информации о состоянии атмосферы,

гидросферы, наземной и космической среды. В 1979 году был проведен ГЛОБЭКС-79, в котором участвовали все страны, входящие в состав ВМА. Этот эксперимент был направлен на изучение общей циркуляции атмосферы, создание ее физико-математической модели для решения задачи прогноза погоды.

Во всех международных программах и исследованиях большое значение придается изучению влияния Мирового океана на погоду и климат. Это происходит потому, что океан и атмосфера постоянно обмениваются теплом, влагой и движением. Однако этот обмен происходит на разных акваториях с разной интенсивностью. В океане есть участки с очень интенсивным выделением тепла в атмосферу. Эти районы называются энергетически активными зонами океана (ЭАО).

Метеорологические процессы, развивающиеся в ИЭЗ, имеют большое значение для решения задачи долгосрочного прогноза погоды и изменения климата. В связи с этим в ВМА была разработана и реализована программа «Разрезы», целью которой является изучение метеорологических процессов в районах ИЭЗ, их зависимости от состояния океанских вод, влияния этих процессов на погоду и климат континентов, построение физико-математических моделей взаимодействия системы океан – атмосфера – континенты.

Международное сообщество приняло Всемирную климатическую программу. Задачами данной программы являются:

1. разработка методов использования знаний о климате в различных областях человеческой деятельности;
2. проведение исследований влияния климата на деятельность человека;
3. изучение изменений климата под влиянием природных и антропогенных факторов.

Важным индикатором международного сотрудничества является Всемирная программа исследований климата (ВКП). Эта программа предполагает решение двух задач: определение пределов предсказуемости климата и исследование масштабов влияния антропогенного фактора на климат. Объектом исследования SPDC является вся климатическая система, основными компонентами которой являются атмосфера, океаны, криосфера и суша, а также прямые и обратные связи, существующие между этими компонентами. Основная цель программы — изучение изменений климата за короткие промежутки времени (от нескольких недель до нескольких десятков лет). Именно за небольшой промежуток времени можно получить репрезентативные данные и провести количественное моделирование атмосферных процессов (создать прогноз) для практического использования в хозяйственной деятельности.

Мировым сообществом принята Рамочная конвенция ООН об изменении климата (Рио-де-Жанейро, 1992 г.), в которой констатируется, что в результате деятельности человека произошло значительное увеличение

концентрации парниковых газов в атмосфере, что увеличивает парниковый эффект и приводит к потеплению земной поверхности и атмосферы, оказывает негативное влияние на природные системы и деятельность человека. Конечной целью конвенции является сокращение выбросов парниковых газов, что должно предотвратить опасные антропогенные воздействия на климатическую систему.

Основные обязанности участников конвенции заключаются в следующем:

- изучение изменения климата на глобальном и национальном уровнях;
- инвентаризация парниковых газов;
- разработка методов адаптации природных и антропогенных геосистем к глобальному потеплению;
- реализация практических советов по выбросам парниковых газов.

Для решения проблемы глобального изменения климата в дополнение к Рамочной конвенции в 1997 г. был принят Киотский протокол, предусматривающий регулирование объема выбросов парниковых газов каждой страной мира в пределах установленных международных квот (норм), которые не приводят к негативному воздействию на климатическую систему.

На Всемирном совещании по устойчивому развитию (Йоханнесбург, 2002 г.) была выражена необходимость остановить рост концентрации парниковых газов в атмосфере и тем самым предотвратить опасное антропогенное вмешательство в климатическую систему.

В 1988 г. Всемирная метеорологическая организация утвердила Межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК). Основной обязанностью этой группы является анализ и оценка научных знаний в области изучения изменений современного климата Земли. Кроме того, группа разрабатывает рекомендации по адаптации социально-экономической деятельности человека к новым климатическим условиям.

На сегодняшний день подготовлено и опубликовано четыре отчета об оценке – Первый (1990 г.), Второй (1996 г.), Третий (2001 г.) и Четвертый (2007 г.). В декабре 2009 г. в Копенгагене прошел международный саммит, посвященный проблемам глобального потепления климата, реализации Киотского протокола и сокращения выбросов углекислого газа.

В декабре 2015 года в Париже прошла Международная климатическая конференция. После двух недель интенсивных дебатов представители 190 стран приняли исторический документ, согласно которому к 2020 году развивающимся странам планируется выделить 100 миллиардов долларов для борьбы с вредными выбросами в атмосферу. Реализация принятого документа позволит значительно снизить темпы глобального потепления. Перед странами всего мира стоит задача удержать к концу этого века потепление в пределах 1,5-2,0 градусов Цельсия по сравнению с доиндустриальной эпохой.

1.6. Гидрометеорологическая служба

В каждой стране мира есть своя государственная метеослужба, основными задачами которой являются:

1. организация гидрометеорологических наблюдений за состоянием атмосферы, воды, ростом сельскохозяйственных культур, составом и уровнем атмосферного воздуха, загрязнением почвы и воды, радиационной обстановкой;
2. сбор, анализ, обработка и распространение результатов гидрометеорологических наблюдений;
3. составление и обеспечение промышленных и сельскохозяйственных предприятий и учреждений прогнозами погоды, гидрометеорологических условий на реках, озерах и водохранилищах, состояния сельскохозяйственных культур, уровня загрязнения атмосферы, почвы и воды, радиационной обстановки;
4. составление и издание научно-практических справочников по климату, агроклиматическим и водным ресурсам, гидрометеорологическому режиму, уровню загрязнения окружающей среды;
5. ведение базы данных: сбор, учет, сохранение и выдача материалов гидрометеорологических наблюдений заинтересованным учреждениям и лицам.

Государственные метеорологические службы всех стран объединены Всемирной метеорологической службой (ВМС), которая подчиняется ВМО. SSN представляет собой систему из трех взаимодействующих компонентов: глобальной системы наблюдения, глобальной системы телекоммуникаций и глобальной системы обработки и хранения данных.

Глобальная система наблюдений (ГСН) включает в себя метеорологические, актинометрические, аэрологические, агрометеорологические, гидрологические, океанографические, гидрометеорологические станции, а также ракетные станции зондирования атмосферы, метеорологические корабли и метеорологические спутники. В ГСН входит более 8000 метеостанций (МС). В настоящее время во Вселенной существует сеть метеостанций (около 800 станций), которые проводят радиозондирование атмосферы путем запуска радиозонда.

Около 7000 различных судов ведут наблюдения в океане. В нем насчитывается около 1000 автоматических метеостанций, стоящих на якорях и дрейфующих буев. Системы космических наблюдений включают полярно-орбитальные и геостационарные спутники.

Глобальная телекоммуникационная система (GST) предназначен для оперативного обмена данными наблюдений и обработанной информацией. Она включает в себя кабельные, радио и спутниковые каналы, которые связывают глобальные, региональные и национальные метеорологические центры.

Глобальная система обработки данных и сохранения материалов (GSAD) состоит из трех глобальных (в Вашингтоне, Мельбурне, Москве), 25 региональных, а также национальных метеорологических центров.

Мировые метеорологические центры получают и хранят данные глобальной системы наблюдения. На основе полученных данных составляются разнообразные карты анализа и прогноза погоды для всего земного шара и отдельных полушарий. С помощью GST аналитические и прогностические карты передаются в национальные метеорологические центры для подготовки прогноза погоды для конкретной местности.

Региональные метеорологические центры проводят автоматизированную обработку данных и составляют прогнозы для больших частей света - океанов, континентов и отдельных территорий (регионов). Региональные прогнозы используются национальными метеорологическими центрами для уточнения своих прогнозов.

Первичная гидрометеорологическая информация обрабатывается (кодируется) непосредственно на метеостанциях и передается с помощью персональных компьютеров в национальные метеорологические центры. Эти центры осуществляют обработку данных для собственных нужд и для передачи в областные центры.

1.7. История развития и внедрения дистанционных методов в гидрометеорологию

1.7.1. Развитие дистанционных методов

С первых дней существования общества люди должны были наблюдать за погодой и приспосабливаться к ее условиям. Первые обобщения древних знаний об атмосферных процессах были разработаны греческим ученым Аристотелем (384–322 до н. э.). Он написал первую книгу «Метеорология», в которой объяснил происхождение различных атмосферных явлений и процессов. Историю дистанционного зондирования можно отсчитывать с тех времен, когда камера-обскура была создана тем же Аристотелем (рис. 1).

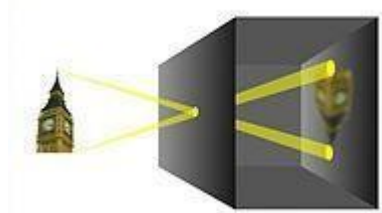


Рисунок 1 – Схема камеры-обскуры

Камера-обскура — более простое устройство, позволяющее получать оптическое отражение предметов. Представляет собой светонепроницаемую

коробку с отверстием с одной стороны и экраном (матовое стекло или тонкая белая бумага) с противоположной стороны. Лучи света, проходя через отверстие диаметром 0,5–5 мм, создают на экране перевернутое отражение. По мере развития оптики появились стеклянные линзы и светочувствительные материалы, были изготовлены первые камеры-обскуры.

Как раньше, так и сейчас человек получает базовые знания об окружающей среде с помощью зрения или наблюдения с помощью камеры. Облачность, состояние атмосферы, цвет неба — доступные метеорологические объекты для визуального наблюдения. Изменчивость форм облаков, многообразие светлых оттенков, очевидное появление новых, легко воспринимаемых явлений при изменении метеорологических условий, т. е. физических характеристик, являются удобными индикаторами, а иногда и прогностическими факторами атмосферных процессов. Первым и простейшим показателем состояния атмосферы является цвет неба, затем горизонтальная и наклонная видимость, цветовые эффекты в период восхода и захода солнца, которые издавна используются людьми для краткосрочного прогноза погоды.

В древности в Беларуси развивалась народная метеорология, она основывалась на местных природных признаках, позволявших судить о возможной погоде в ближайшее или более отдаленное время. В качестве признаков для прогноза погоды рассматривались характер облачности, видимость, оптические явления в атмосфере, поведение животных, своеобразные реакции растений на изменение метеорологических условий и т. д.

Различные виды приземной задымленности и тумана, виды облачности и разнообразный ее морфологический облик, грозовые явления и осадки входят в обязательные программы современных камеральных метеорологических наблюдений, проводимых на МКС. Примером для прогноза погоды могут служить следующие атмосферные признаки:

- если облако меняет цвет - к дождю;
- перистые облака - перед изменением погоды;
- легкая туча перед восходом солнца сулит ясную погоду, темная туча — дождливую;
- облака, плывущие против ветра - к ненастью;
- если солнце садится в облако- на следующий день пойдет дождь и т. д.

Наблюдения камеры за движущимися облаками и потоками дыма предоставляют необходимую информацию о ветре, его скорости и направлении, а также о турбулентности в атмосфере. Таким образом, сами облака и связанные с ними различные атмосферные явления обладают прогностическими свойствами, т. е. служат предикторами.

Однако принято считать, что гидрометеорология как наука возникла в 17 в. и стала развиваться после изобретения основных метеорологических приборов — дождемера, флюгера, термометра (Галилей, 1597 г.), ртутного

барометра (Торричелли, 1643 г.) и барометра-анероида (Лейбниц, 1700 г.), что позволило проводить регулярные инструментальные наблюдения за осадками, ветром, температурой, давлением. В это время были достигнуты значительные успехи в теории оптики, когда появились стеклянные линзы.

В течение XIX в. проводились исследования электромагнитного излучения в разных частях спектра: видимого, инфракрасного, ультрафиолетового, радиоволн. Свет, радиоволны, рентгеновские лучи и гамма-лучи, имеющие разную длину волны, имеют электромагнитное происхождение. Все электромагнитное излучение создает электромагнитное поле. Однако скорость электромагнитных лучей зависит от свойств среды, в которой они распространяются (воздух, вода и т. д.). В определенной среде скорость распространения электромагнитных волн ниже, чем в вакууме.

Важным этапом в развитии ДЗЗ является изобретение фотографии, которое произошло в первой половине 19 века. Впервые появилась возможность объективно фиксировать природные объекты: земную поверхность и облачный покров.

После изобретения фотографического метода стала развиваться аэрофотосъемка земной поверхности. Первая аэрофотосъемка была сделана в 1858 году с воздушного шара, поднявшегося на высоту 80 м. Затем для фотосъемки стали использовать бумажных змеев.

Следующий этап развития ДЗЗ приходится на начало 20 века, он связан с появлением авиации. Еще в 1909 г. с аэроплана были получены аэрофотоснимки, которые нашли широкое применение в военном деле, картографии, сельском хозяйстве, геологии, лесном хозяйстве, в том числе в гидрометеорологии.

В послевоенный период были разработаны приборы, чувствительные к инфракрасному излучению, а также радиолокационные, лазерные, радиолокационные и акустические системы. На спутники стали устанавливать мультиспектральные фотосистемы. С борта американского спутника «Аполлон-6» была проведена первая многоспектральная съемка Земли из космоса. Появились беспилотные спутники дистанционного зондирования Земли.

1.8. Развитие радиогидрометеорологии

Радиогидрометеорология (РГМ) относится к изучению распространения электромагнитных волн и их взаимодействия с гидроатмосферными объектами: облачным покровом, осадками, химическими элементами, аэрозолями, соленостью моря, фитопланктоном, поверхностью моря, снегом, льдом, сушей и др.

Эта наука возникла в результате столкновения радиофизики, оптики, радиотехники и ГМ. Электромагнитные лучи заменяют дорогие одноразовые радиозонды. Роль таких устройств выполняют лучи, излучаемые и распространяющиеся в атмосфере или гидросфере, а затем улавливаемые в

виде отраженного или рассеянного излучения или собственного излучения природных объектов и тел.

В 1832 году Фарадей предположил существование электромагнитных волн. В 1865 году Максвелл доказал, что электромагнитные волны распространяются в вакууме со скоростью света и сделал вывод, что свет — это те же электромагнитные волны. Доказано также, что рентгеновские, гамма- и ультрафиолетовые лучи, видимый свет, инфракрасные и радиоволны (миллиметровые, сантиметровые, дециметровые, метровые) — это все разные диапазоны электромагнитных колебаний с длинами волн от нуля до бесконечности. Установлено, что скорость излучения в вакууме равна скорости света:

$$s=299792458\pm 1,2 \text{ м/с } (\approx 300\,000 \text{ км/с}).$$

В 1900 г. П. Н. Лебедев впервые обнаружил, что электромагнитные волны оказывают давление на тела, с которыми они взаимодействуют.

В первой половине XIX в. Австрийский физик К. Доплер открыл физический эффект изменения частоты и длины звуковых и электромагнитных волн при сближении или удалении источника излучения и его приемника. Эффект Доплера возникает при распространении звуковых волн (акустический эффект) и электромагнитных волн (оптический эффект). При приближении к источнику излучения и приемника частота увеличивается, а длина волны уменьшается. При разделении источника и приемника частота излучения уменьшается, а длина волны увеличивается. Радиолокационные методы измерения скорости и направления ветра, синаптических объектов, а также наземных объектов — автомобиля, самолета и др. — основаны на эффекте Доплера.

В 1900 г. П.Н. Лебедев обнаружил, что электромагнитные волны оказывают давление на тела, с которыми взаимодействуют, — поглощаются или отражаются.

Первым в мире изобретателем беспроводной передачи и приема электромагнитных волн является белорус Якуб Антонович Наркевич-Йодка (1848–1905). Родился в селе Турин Пухавицкого района Минской области. Окончил Минскую губернскую гимназию, учился в Париже, Флоренции и Вене, где изучал физику и медицину. Крупный помещик, доктор медицины, профессор электрографии и магнетизма Я.А. Наркевич-Йодка известен своими исследованиями физических процессов в атмосфере. Он изобретатель радио. К сожалению, он не запатентовал свое изобретение. Вот почему сегодня среди пионеров радиосвязи мы находим имена Герца и Попова, а имя Наркевича-Йодка мы должны видеть в первую очередь.

В 1888 г. Я.А. Наркевич-Йодка построил в своем имении Наднемань (Узденский район Минской области) метеорологическую станцию, создал лизиметр - прибор для измерения влажности почвы. Он разработал метод измерения потенциала атмосферного электричества, скорости движения облаков. Он проводил не только метеорологические, но и фенологические

наблюдения. Данные наблюдений переданы в Главную физическую обсерваторию (Санкт-Петербург).

На первых этапах методы РГМ основывались на законах затухания радиоволн при их распространении в атмосфере и гидросфере. С развитием радиотехники и электроники появился более совершенный метод - гидрометеорологическая радиолокация (РЛ). РЛ — метод определения местоположения объектов с помощью радиоволн, распространяющихся в пространстве с помощью локатора.

Радиоволны отражаются и рассеиваются всеми предметами, тем самым создавая эхо-сигнал, похожий на звуковое эхо. Если луч радара встречает на своем пути различные формы облаков, их микрофизические особенности, движение воздушных масс, фронты или айсберги, фитопланктон, различную соленость воды, пятна загрязнения в океане или самолете, корабле, стае птиц, луч отражается от объекта. Энергия отраженного луча возвращается к приемнику РЛС и несет с собой информацию о характере объекта и его местоположении.

По принятой в радиолокации терминологии любой объект называется радиолокационной целью. Поэтому существует интерактивная система: радар — цель, или другими словами: передатчик — объект.

Отражение радиоимпульсов от турбулентных и инверсионных слоев в тропосфере впервые наблюдалось в 1936 г. Р. Колвеллом и А. Френдом (США) на средних и коротких волнах. Первые определения осадков с помощью радиолокаторов сантиметрового диапазона относятся к началу 1941 г. (Великобритания). Перед Второй мировой войной здесь была создана сеть радиолокационных станций для обнаружения и определения дистанции до самолетов. Однако по мере того, как радары становились все более мощными и совершенными, их стали успешно применять в метеорологии для изучения атмосферных процессов, поверхности Земли и других планет Солнечной системы.

РЛ атмосферных процессов начали внедряться во второй половине 40-х годов 20 века. Радиолокационные данные о ливнях и грозах использовались для краткосрочных прогнозов погоды. Позднее был разработан метод радиолокации для обнаружения турбулентности, градовых облаков, районов с осадками, скорости и направления воздушных масс и т. д.

В 60-х годах XX в. была разработана метеорологическая РЛС - МПЛ-1. Такая станция оснащалась пеленгатором (счетчиком) гроз, регистрирующим грозовые разряды в радиусе нескольких десятков километров. Пеленгаторы улавливают электромагнитные волны, излучающие грозовые разряды в низкочастотном диапазоне радиоволн.

Электромагнитные излучения, распространяясь от места возникновения грозы, воздействуют на радиоприемные устройства, создают шумы и треск, мешают радиоприему. Грозовое излучение называют атмосферной интерференцией. Они образуются в основном при разрядах молнии.

Атмосферные – низкочастотные радиоволны в диапазоне 5 Гц–30 кГц, распространяющиеся в пределах ионосферы–поверхности Земли. Другими словами, молния в некотором смысле является радиопередатчиком.

Кроме того, различают атмосферерики, вызванные конвекцией, возникающей внутри холодных масс или имеющей местное происхождение. Атмосфереры характерны также для фронтальных зон и экваториального климатического пояса, формирующегося внутри тропической зоны конвергенции. Наиболее интенсивные атмосферерики возникают на холодных фронтах. Атмосферные, особенно экваториальные и фронтальные, могут регистрироваться на значительных расстояниях, более 3000 км от источника их возникновения.

Создание радиопеленгаторов позволило определить расстояние и направление до грозы.

В 70-х годах XX в. технические возможности РГМ были значительно расширены. В это время были разработаны радиолокационные методы изучения микрофизической структуры облаков и осадков, основанные на анализе поляризации отраженных от объекта радиосигналов. МРЛ стал незаменимым инструментом для обнаружения конвективных облаков и связанных с ними гроз, града, ливней, шквалов.

В Беларуси наблюдения ведутся на двух импульсных МРЛ: в аэропорту Брест (МРЛ-5 с 1991 г.) и в Гомельском (МРЛ-2 с 1975 г.). В 2010 году в аэропорту Минск-2 вместо МРЛ-5 был установлен доплеровский ДМРЛ «Метеор 500». В 2011 году «Метеор 500» был запущен в оперативную деятельность. ДМРЛ работает в автоматическом режиме, что позволяет проводить наблюдения каждые 10 минут (рис. 2, 3).



Рисунок 2 – МРЛ-5 (внизу) и ДМРЛ Метеор 500 в аэропорту Минск-2



Рисунок 3 – Приемник-передатчик и антенный блок ДМРЛ Метеор 500 на высоте 30 метров

Алгоритм сканирования космоса и обработка радиолокационных данных

осуществляется специальным программным комплексом. В Бресте это "АКСОПРИЙ", в Минске - "Метеор-Метеоячейка".

МРЛ-2 и МРЛ-5 — некогерентные метеорологические радиолокаторы. Определяют опасные явления по косвенным признакам – измерениям высоты верхней границы и коэффициента отражения сигнала от облаков. Радиус обнаружения опасных явлений не превышает 200 км. Таким образом, три МРЛ охватывают около 2/3 территории республики.

Замена устаревших МРЛ-2 и МРЛ-5 на современные автоматизированные ДМРЛ позволит получать информацию об облачности и осадках, скорости и направлении ветра в ясную погоду в режиме реального времени. ДМРЛ дают возможность прогнозировать сдвиги ветра, обнаруживать шквалы, смерчи, град, точно прогнозировать количество осадков, что необходимо для безопасности полетов авиации.

Для обеспечения радиолокационного наблюдения за всей территорией Беларуси и сопредельных с ней стран требуется установка еще двух МРЛ - в Гродно и Витебске.

Передача радиолокационных данных от ДМРЛ «Минск-2» и МРЛ «Брест» потребителям осуществляется в двоичном коде BUFR FM-94. При этом для объединения с данными неавтоматизированных радиолокаторов информация также кодируется кодом РАДОБ в виде обычных буквенно-цифровых телеграмм.

В настоящее время MRL широко используются для прогнозирования погоды. На Земле создана сеть радаров, которые в оперативном режиме сообщают о приближении штормовой погоды и позволяют решать специальные научные задачи. При этом отдельно был реализован международный проект BALTRAD – создана единственная в регионе Балтийского моря сеть MRL, работающая в режиме реального времени. Цель проекта – получение и обмен радиометеорологической информацией для обнаружения опасных метеорологических явлений и оповещение об их возникновении органов государственного управления стран Балтийского региона. BALTRAD дает возможность получать достоверную и своевременную информацию о дожде, ветре, граде, снеге и других неблагоприятных явлениях, что помогает сохранить жизнь людей и имущество.

Радар самолета также используется вместе с наземным радаром. Радиолокаторы широко используются в космических исследованиях для управления запуском и полетом спутников. Они значительно расширили наши знания о Солнечной системе, ее планетах и глубоком космосе.

1.8.1. Лазерное зондирование

Лазер — это оптический квантовый генератор. Это источник монохроматического когерентного света с высокой направленностью

светового луча. Открытие лазера — одно из важнейших открытий в физике второй половины 20 века. Оптический квантовый генератор — это устройство, преобразующее энергию накачки (световую, электрическую, тепловую, химическую и др.) в энергию когерентного, монохроматического, поляризованного и узконаправленного потока излучения.

Оптическое зондирование атмосферы началось в начале 20 века. Измеряли высоту облаков с помощью мощного прожектора. Луч прожектора направлялся вертикально вверх, а свет, рассеянный облаком, регистрировался приемником, установленным на определенном расстоянии от прожектора.

Зондирование атмосферы прожектором использовалось повсеместно в первой половине 20 века. Он мог измерять не только высоту облаков, но и определять общее содержание молекул в единице объема воздуха на разных высотах — до 70 км. На этом возможности прожекторного зондирования были исчерпаны.

В 1960 году в Италии был создан еще один источник излучения — лазер, а через три года Дж. Фиока опубликовал первую работу по лазерному зондированию атмосферы. Через год он измерил расположение и мощность серебристых облаков на высотах 73–83 км.

В СССР первые лазерные эксперименты по изучению атмосферы начались в 1965 г. в Центральной метеорологической обсерватории. На самолете-лаборатории Ил-18 был установлен лазерный локатор, с помощью которого изучалась поляризация излучения, рассеянного различными типами облаков.

Методы лазерного зондирования обеспечивают получение профилей различных физических параметров атмосферы с высоким временным и пространственным разрешением. Принцип действия лазера заключается в том, что атомы и ионы любого вещества под действием внешнего источника энергии переходят в возбужденное состояние и приобретают высокую энергию, а затем, возвращаясь в исходное состояние - на более низкий уровень, излучают электромагнитные волны оптического диапазона. При переходе на более низкий уровень атомы излучают энергию в очень узкой полосе частот. Излучение у них монохроматическое – одноволновое, а фазы колебаний одинаковые. При этом получается когерентное излучение. Благодаря этому появляется возможность сфокусировать световой поток в очень узкий пучок, обладающий большой удельной световой и тепловой энергией.

Техническое устройство, обеспечивающее распространение светового луча определенного направления и улавливание его отраженной и рассеянной части, называется лидаром или лазерным локатором. Этот прибор по своей базовой структуре напоминает радиолокатор (радар). Название дано аббревиатурой английских слов Light Detection and Ranging — «свет обнаруживает и измеряет расстояние». Метеорологические лидары

характеризуются теми же техническими параметрами, что и импульсные и доплеровские радары: рабочий диапазон, разрешающая способность, точность измерения физических величин и др.

Сегодня оптическое зондирование стало одним из самых надежных и точных методов исследования гидроатмосферы. Лазерный луч способен обнаруживать лишь несколько молекул примесей на триллион молекул воздуха на разных высотах в атмосфере и глубинах в гидросфере. Результаты взаимодействия лазерного излучения с гидроатмосферой регистрируются с помощью высокочувствительных приемников, а затем расшифровываются с помощью системы уравнений, описывающих взаимодействие импульса с объектами. Решение этих уравнений позволяет получить количественные и качественные характеристики физических величин атмосферы.

1.9. Развитие аэрологии - радиозондирование атмосферы

Аэрология как наука о дистанционных методах исследования свободной атмосферы зародилась очень давно. Уже в 17 в. считается верхней атмосферой «кухонной погоды».

Однако систематические исследования свободной атмосферы начались с появлением воздухоплавания на аэростатах, стратостатах и дирижаблях. Первый полет на воздушном шаре был совершен в 1784 году канадским физиком Джеффрисом и французским аэронавтом Бланшаром с целью исследования свободной атмосферы. В России первый полет на воздушном шаре был совершен в 1804 г. Я.Д. Захаровым.

Аэростатное зондирование атмосферы стало наиболее интенсивно развиваться в середине 19 века. Да, в 1852–1866 гг. Англичане Уэлш и Глешар достигли на воздушном шаре высоты 9000 м. В этот период во Франции были проведены первые опыты по фотографированию земной поверхности и облачного покрова с высоты полета воздушного шара.

Качественные и информативные фотографии стали получаться при замене фотопластинки на пленку, покрытую бромистым серебром. Открытие фильма в 1878 году осуществил Владислав Малаховский (1828–1900), родившийся в Белоруссии, в имении Мацы Кобринского уезда. В дальнейшем фотография как средство сбора информации об окружающей среде получила широкое применение в аэрофотосъемке и аэрокосмических методах зондирования Земли.

Большое влияние на развитие аэрологии оказала творческая деятельность Д.И. Менделеева (1834–1907). Он писал: «Наши метеорологические выводы останутся мнениями краба, который ползает по дну моря и здесь решает вопросы морского шторма... Там наверху лаборатория погоды, там образуются облака, они туда движутся, да и измерительные приборы там редко появляются. Придет время, когда воздушный шар станет таким же постоянным оружием метеоролога, каким стал теперь барометр. Д.И. Менделеев неоднократно принимал участие в

полетах на воздушном шаре, и именно он впервые высказал мысль о возможности построения стратостата.

В конце XIX в. в практику аэрологических измерений были введены самопишущие устройства, поднимавшиеся не только на аэростатах, но и на аэростатах-пилотах, воздушных змеях, привязных аэростатах.

Особенно широко применялись аэростаты-пилоты, которые долгое время оставались наиболее распространенным методом наблюдения за верхними слоями атмосферы. Орбитальные наблюдения обеспечили ветровое зондирование атмосферы, что позволило определить скорость и направление ветра.

Воздушные змеи использовались для определения высоты облаков. С 1898 г. в Павловской физической обсерватории (близ Петербурга) с помощью привязанных змей поднимают самопишущие приборы — анемограф и баротермограф. Для поднятия змей использовали стальную проволоку, некоторые из них достигали высоты 2–3 тыс. м.

С появлением самопишущих метеорографов в свободный полет были запущены аэростаты-зонды. После разрыва резиновой оболочки шара-зонда метеорограф спускается на землю на парашюте. Такие шары-зонды могли оставаться в воздухе несколько месяцев и достигать высоты 8–9 км.

В 1903 году братья Уилберт и Орвилл Райт, жители США, совершили первый полет на моторизованном самолете. Постепенно самолеты заменили аэростаты-зонды и привязные аэростаты. С помощью самолетов проводились различные исследования атмосферы. Самолетное зондирование имело существенное преимущество в том, что наряду с измерительными приборами в полете присутствует наблюдатель, который дополняет результаты измерений камеральными наблюдениями.

В начале 20 века центром исследований свободной атмосферы стала Аэрологическая обсерватория им. Павлова (в составе Физической обсерватории), которую возглавлял советский метеоролог П.А. Мальчанов. Он изобрел глобус-лоцман и аэроплан-метеорограф, глобус-теодолит, самописец-теодолит, планшет для обработки глобус-пилота наблюдений - круг Мальчанова А-30.

Однако важнейшее научное достижение П.А. Мальчанов отвечал за создание радиозонда, который впервые был запущен в 1930 году. Во время подъема на высоту 8900 м радиозонд автоматически измерял температуру и давление и передавал результаты измерений на землю в виде условных радиосигналов. Следует отметить высокую точность системы кодирования сигналов радиозондов: до 0,1 оС по температуре и до 0,1 гПа по атмосферному давлению. Конструкция радиозонда постепенно совершенствовалась. Если первые образцы радиозондов весили около 5 кг, то уже в 1937 г. был сконструирован гребенчатый радиозонд массой 0,5 кг. Радиосигнал принимался любым коротковолновым радиоприемником.

В том же году, но несколько позже, во Франции также был запущен

радиозонд, названный баротерморрадио, достигший высоты 14 км.

Развитие глобальной лоцманской и радиозондирующей сети позволило ввести в практику синоптического анализа построение вертикальных профилей метеорологических элементов, а также составление высотных карт барического рельефа.

С тех пор радиозондирование атмосферы получило широкое распространение во всем мире, что привело к совершенствованию прогнозирования погоды, повышению безопасности полетов и эффективности обслуживания в различных отраслях народного хозяйства.

В начале 50-х годов XX в. в СССР была создана система радиозондирования на базе радиотеодолита «Малахит» и радиозонда А-22. В конце 1950-х годов появилась новая система зондирования «Метеорит-РКЗ», использовавшая метод с активным откликом для измерения наклонной дальности и измерения координат радиозонда. В современный период создан аэрологический вычислительный комплекс (АВК), в состав которого входит радиолокатор, обеспечивающий полную автоматизацию приема и обработки сигналов радиозондов. В состав ССС входит около 800 метеорологических радиозондовых станций, из которых около 700 расположены в Северном полушарии.

В настоящее время радиозонд представляет собой автоматический телеметрический комплекс, измеряющий основные физические характеристики атмосферы по мере ее подъема в свободную атмосферу и передающий результаты измерений по радио на приемные станции. Физические характеристики при радиозондировании (температура, влажность, атмосферное давление и др.) измеряются датчиками-преобразователями, а скорость и направление ветра определяются по угловым координатам с помощью сферического пилотного теодолита, радиотеодолита или радиолокатора.

Радиозонд Мальчанова стал первым в мире радиотелеметрическим прибором, способным передавать результаты измерений на землю с помощью радиоволн. По сути, радиозонд представлял собой автоматическую метеостанцию со всеми основными узлами и устройствами. В то время радиозонд уже состоял из блока датчиков температуры, давления и влажности, блока коммутации датчиков, блока кодирования и передатчика, которые транслировали кодированные сигналы измеряемых величин.

На основе конструкции радиозонда начались работы по созданию первой в мире автоматической метеорологической станции. В процессе подъема радиозонда происходит непрерывная радиопередача данных на землю. После того, как шар лопнет, контейнер с устройства на парашюте спускаются на землю. Наиболее доступными для радиозондирования являются температура воздуха, относительная влажность, атмосферное давление, направление и скорость ветра.

Создание радиозонда открыло новую эру в развитии синоптической

метеорологии, что позволило быстро получать информацию о физическом состоянии свободной атмосферы и значительно повысить точность прогноза погоды.

В XX в. с развитием авиации стали применять сбрасываемые с самолета радиозонды, измеряющие физические величины при их падении.

В настоящее время созданы более совершенные системы радиозондирования атмосферы. В их состав входят следующие подсистемы: радиолокационная, радиотелеметрическая и компьютерная. Современная система радиозондирования позволяет получать и обрабатывать информацию в реальном масштабе времени до высот 30-40 км.

Кроме того, применяются трансзонды, обеспечивающие возможность горизонтального зондирования, т. е. приборы перемещаются на большие расстояния в горизонтальном направлении по заданной изобарической поверхности.

Верхние слои атмосферы исследуются с помощью ракет и спутников (ракетно-спутниковое зондирование). Ракетное зондирование осуществляется как с суши, так и с метеоходов. Она охватывает слои атмосферы толщиной до 500 км.

Аэрологическое зондирование включает в себя наблюдения за микроструктурой облаков, атмосферным электричеством, радиацией и т. д. Верхние слои атмосферы изучаются с помощью наблюдений за распространением радио- и звуковых волн, а также спектроскопическими методами.

На земном шаре около 800 станций, из них 700 станций расположены в Северном полушарии. Видно, что плотность сети не одинакова. Это одна из причин проблемы прогнозирования погоды.

В настоящее время аэрология включает в себя два содержательных понятия:

- 1) аэрология — наука о дистанционных методах изучения свободной атмосферы. Синоним: аэрологическое зондирование атмосферы;
- 2) метеорология (физика) свободной атмосферы.

1.10. Развитие методов космических исследований

Космические методы в гидрометеорологии стали внедряться в процессе развития ракетной техники, позволившей выводить на околоземную орбиту искусственные спутники.

Впервые в европейской литературе многоступенчатые реактивные снаряды задумал и описал выдающийся белорусский ученый-артиллерист Казимеж Семенович (1600–1651) — генерал армии Великого княжества Литовского. Родился в Витебской области. В своей монографии «Великое артиллерийское искусство» (1650 г.) К. Семенович первым в мире создал чертежи многоступенчатой ракеты. Он написал книгу на латыни — языке науки того времени. Книга переиздавалась на французском (1651 г.), немецком (1676, 1729 гг.), английском (1725 г.) и других европейских языках. К. Семенович создал ряд оригинальных конструкций ракет, в том числе многоступенчатую, а также изобрел стабилизатор ракеты (рис. 4).

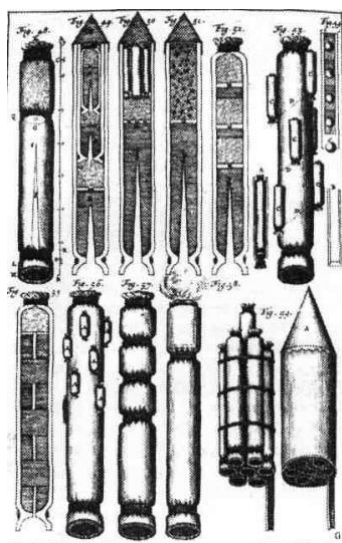


Рисунок 4 – Гравюра различных конструкций ракет из книги К. Семеновича "Великое артиллерийское искусство"

К. Семенович отмечает, что к написанию этого произведения его побудила любовь к Родине, желание сделать что-то полезное для Родины. Находясь в Европе, он подчеркивал, что он литовец, родом из Литвы, т.е. из Белоруссии.

В 2012 г. Национальная библиотека приобрела для своих фондов два оригинальных издания К. Семеновича – латинское и французское (рис. 5). В том же году Могилевский музей приобрел третье немецкое издание старопечатной книги К. Семеновича, остававшейся полноценным пособием в области артиллерии вплоть до 20 века.

Благодаря трактату «Великое артиллерийское искусство» наш соотечественник К. Семенович является основоположником ракетной баллистики и космонавтики. Монография состоит из пяти частей и иллюстрирована 206 гравюрами, выполненными самим автором.



**Рисунок 5 – Гравюры из французского издания монографии
К. Семенович "Великое артиллерийское искусство" (1651 г.),
находящаяся в фондах Национальной библиотеки**

Известный белорусский художник Язеп Дроздович (1888–1954) родился в г. Глыбки Витебской области (рис. 6, 7). Он увлекался астрономией. Он написал ряд книг: «Беседы об устройстве мира. Где мы и кто мы. Небесная наука», «Происхождение планет Солнечной системы», «Теория движений в космогоническом смысле», «Небесные расы». Вдохновленный творческими достижениями К. Семеновича, Я. Дроздович в своих работах создал подробные чертежи многоступенчатого космического корабля. А через двадцать лет его идеи были подтверждены запуском первого спутника Земли.

На основе достижений ракетной техники Константин Циолковский (1857–1935) разработал теорию запуска искусственных спутников Земли и высказал идею создания околоземных космических станций.

Теоретические разработки К. Семеновича, Я. Дроздовича и К. Циолковского были реализованы в 1957 г., когда был запущен первый в мире искусственный спутник Земли. С момента его запуска началась новая эра в развитии человечества – космическая эра.

Семен Косберг (1903–1965), уроженец Слуцка, внес большой вклад в развитие ракетной техники, обеспечивающей вывод спутника на космическую орбиту. Он создал жидкостный трехступенчатый реактивный двигатель для ракетно-космических систем. Такой двигатель позволил спутнику достичь второй космической скорости (11,2 км/с). С появлением



Рисунок 6 – Язеп Дроздович, владыка земли и неба

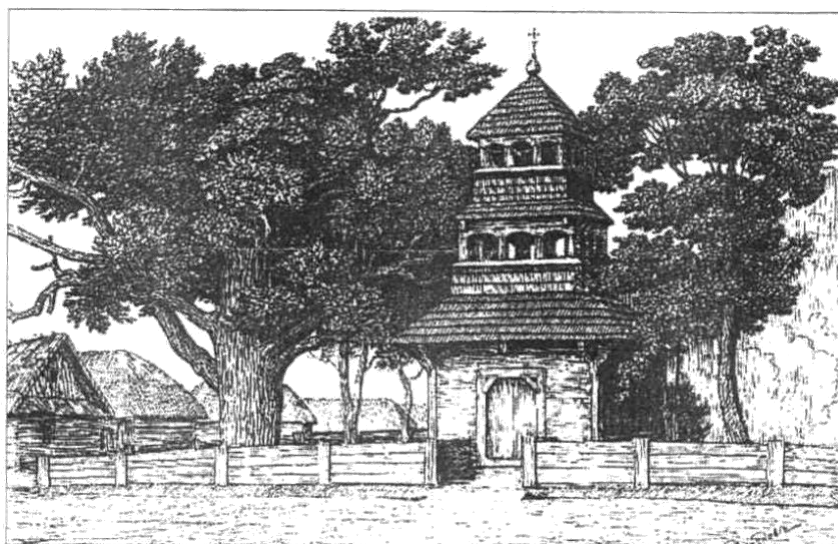


Рисунок 7 – Рисунок Я. Дроздовича «Колокольня в селе Спички»

такого двигателя появилась возможность отправить в 1959-1962 гг. автоматические межпланетные станции в сторону Луны, Венеры, Марса. 12 апреля 1961 года Ю. Гагарин совершил первый космический полет благодаря тому, что его космический корабль был выведен на орбиту ракетой-носителем, созданной С. Косберггом. Конечно, когда Ю. Гагарин оторвался от земли, он воскликнул: «Поехали! Косберг сработал!».

Знаменитый белорус Борис Кейт – гражданин США, талантливый математик, физик, доктор философии, академик Международной академии астронавтики, вице-президент Международной академии Евразии, старший член Американского астрономического общества, почетный член Британского и Немецкого межпланетных обществ, почетный профессор Университета Вашингтона, Мэриленд, золотой медалист Немецкого научного общества имени Германа Оберта, почетный профессор Гродненского университета имени Янки Купалы, почетный гражданин города Новоградка. Б. Кит — создатель космической программы США, разработчик ракетно-космического топлива.

Вот как выразился писатель-эмигрант и историк Витаут Кипель в книге «Белорусы мира»: «Белорусы всего мира могут гордиться достижениями профессора Бориса Кита, бывшего учителя математики Вильнюсской белорусской гимназии, а позднее профессор многих университетов Запада, один из ведущих американских исследователей ракетостроения...».

Борис Кейт родился 25 апреля 1910 года (рис. 8). В 1926 году он поступил в Белорусскую гимназию в Новоградке, где в совершенстве овладел белорусским, польским и французским языками. Базовая подготовка в гимназии позволила Б. Кейту поступить в 1928 г. на физико-математический факультет Вильнюсского университета, который он окончил в 1933 г. со степенью магистра математики.



Рисунок 8 – Барельеф в честь Б. Кита, установленный в музее в Старых Дорогах. По периметру барельефа слова Рыгора Бородулина: «Критическая мысль достигла космоса».

Во время торжества, посвященного 100-летию нашего знаменитого земляка, самого известного в мире белоруса Б. Ю. Кита, Светлана Климентенко сказала следующее: «...сам он в космос не летал. Но силой своего высокого духа, интеллекта и ума, можно сказать, он отправил первых землян на Луну. Именно он, Борис Кейт, принимал участие в разработке ракетного топлива для космического корабля с американскими астронавтами, один из которых ступил на поверхность загадочного спутника нашей Земли в 1969 году...».

Космонавтика нашла очень широкое применение в познании Солнечной системы, космического пространства и географической оболочки Земли. Космическое зондирование чрезвычайно важно при поиске, разработке и рациональном использовании природных ресурсов. Своевременное оповещение о различных стихийных бедствиях, наносящих огромный ущерб, особенно важно для человечества.

Эффективность сельского хозяйства во многом зависит от оперативного получения информации о состоянии сельскохозяйственных культур, пастбищ, снежного покрова, влажности почвы, эрозии почвы.

В настоящее время создана глобальная служба космической среды. Особое значение имеет гидрометеорологическая космическая система, которая начала развиваться с момента запуска первого метеорологического спутника (1 апреля 1960 г.).

Современный метеорологический искусственный спутник Земли (ИСЗ) - это автоматическая космическая обсерватория, обеспечивающая одновременное измерение радиационных потоков на различных участках спектра, а также получение изображений облачного покрова и подстилающей поверхности в видимом и инфракрасном диапазонах. Он представляет собой

автоматическую космическую обсерваторию, которая доставляет важную информацию об облачности, тепловом режиме системы взаимодействия океан-суша-атмосфера, ее газовый состав, ледовую обстановку и др. Изображения облачности позволяют обнаружить и проследить движение синоптических объектов - носителей погоды.

Значительный вклад в создание методов обработки данных, полученных с помощью искусственных спутников Земли, внес советский академик Г.И. Марчук. Он известен своими фундаментальными научными достижениями в области физики атмосферы и океана. На основе уравнений гидротермодинамики он впервые высказал мысль о существовании энергоактивных зон, т. е. зон интенсивного обмена теплом и влагой между океаном и атмосферой. Результаты его исследований были использованы при разработке методов спутниковых наблюдений за содержанием озона и водяного пара в атмосфере, определения вертикальных профилей температуры и влажности, а также других характеристик атмосферы.

Большой вклад в развитие космической гидрометеорологии и создание систем радиометеорологических измерений внес советский академик К.Я. Кондратьев. Он проводил теоретические и эмпирические исследования атмосферного парникового эффекта и его влияния на глобальный климат. Под его руководством была разработана аппаратура дистанционного зондирования окружающей среды на пилотируемых орбитальных станциях, а также на автоматических космических аппаратах. Результаты исследований академик К.Я. Кондратьев опубликовал в многочисленных монографиях, посвященных не только изучению геосферы, но и других планет. Ученый впервые высказал оригинальную идею создания на Луне научной станции для наблюдения за глобальными земными и климатическими процессами.

В октябре 2007 г. во Владивостоке состоялась международная конференция «Успехи спутниковой океанографии», посвященная 50-летию запуска первого искусственного спутника Земли (4 октября 1957 г.). С этого времени начались измерения характеристик распространения радиосигналов на трассе спутник-земля, которые являются началом спутникового зондирования нашей планеты. На конференции отмечалось, что за последние 50 лет спутниковая ДЗ стала важнейшим инструментом исследования всех компонентов географической оболочки, в первую очередь, океана и атмосферы. На основе комплексного изучения геосферы разрабатывается «Космическая геология».

На конференции было отмечено, что основными направлениями спутниковых данных океана являются:

- 1) мониторинг ледяного покрова, недр и изменения климата;
- 2) дистанционное зондирование динамических явлений океана. К таким явлениям относятся циркуляция океана и взаимодействие его теплых и холодных течений, вихревые и грибовидные структуры, процессы в

проливах, внутренние волны, зоны апвеллинга, поверхностные возмущения, концентрация хлорофилла и др.

3) спутниковый мониторинг цвета океана и загрязнения нефтью;

4) дистанционное зондирование температуры поверхности океана (ТПО) и скорости ветра;

5) морские метеорологические системы;

6) современные технологии обработки спутниковых данных и ГИС.

В 2007 году был проведен Международный полярный год, в программу которого входило детальное изучение полярных областей Земли и, в частности, морского льда. В последние годы было проведено множество исследований изменения климата на примере Арктического бассейна. Наиболее четким климатическим сигналом, выявленным спутниковым зондированием, стало быстрое уменьшение площади многолетних морских льдов.

1.11. Космические исследования в Беларуси

Дистанционные методы естественных и социально-экономических исследований также успешно развиваются в Беларуси. Космические исследования начали развиваться еще с советских времен. В те времена БГУ разрабатывал оборудование для луноходов, оптическое оборудование для Международной космической станции, а также космические антенные системы.

Эти исследования основаны на научных достижениях наших соотечественников в далеком прошлом. Наиболее широко они используются в гидрометеорологии и тематическом картографировании природы. Белорусские ученые разработали автоматизированные технологии обработки и расшифровки аэрофотоснимков с целью создания различных карт природной среды. Космические снимки с высокой эффективностью используются в гидрометеорологии при составлении метеорологических, гидрологических и агрометеорологических прогнозов.

Использование материалов дистанционного зондирования приобрело особое значение при картографировании антропогенной трансформации ландшафтов, вызванной нарушением водного режима территории, вторичным заболачиванием, радиоактивным загрязнением (Губин, 1994, 2006, 2008; Обуховский, 1990; Шалькевич, 1997, 1981, 2007).

Кроме того, в Беларуси развиваются методы наземного дистанционного зондирования геосферы (Кавалев и др., 1992, 1993, 2006, 2008). Для этого созданы передвижные эколого-радиационные лаборатории по сбору и экспресс-обработке дистанционной экогеоинформации.

Методические основы дистанционного зондирования Земли рассмотрены в монографии физиков БГУ (Адериха и др., 1991). В монографии анализируются вопросы теории переноса излучения, которые

лежат в основе анализа данных дистанционного зондирования, а также закономерностей взаимодействия с водой, воздухом и землей.

Я. Малевич — белорусский радиофизик, разработавший систему лазерной локации Луны и спутников, лидарные системы космического и подводного наблюдения, лазерную медицину. Все его разработки нашли широкое применение в освоении космоса и изучении природы Земли. Ученый является наследником всемирно известного белорусского художника К. Малевича.

В октябре 2003 г. состоялся первый Белорусский космический конгресс. На съезде обсуждались вопросы запуска белорусского спутника. Цель запуска — дистанционное исследование природы Беларуси, обеспечение связью, метеорологическими наблюдениями, для нужд различных отраслей народно-хозяйственного комплекса, в первую очередь для сельского, лесного и водного хозяйства. Космическая картография удешевит процесс создания карт разного масштаба.

Программа запуска белорусских спутников в первую очередь направлена на решение проблемы дистанционного зондирования земной поверхности и атмосферы. В перспективе предусмотрено создание новых систем связи, космической навигации, телемедицины и дистанционного обучения. Белорусский спутник — это долгосрочный проект создания собственной космической отрасли в нашей стране.

В 2008 году была окончательно сформирована Национальная программа использования космического пространства в экономических целях. Создано национальное космическое агентство и система подготовки кадров для космической отрасли.

В настоящее время космическая подготовка ведется во многих вузах Беларуси. Это получение и обработка данных космического зондирования, разработка космических аппаратов, технологий, используемых в космосе и т.д.

Центр аэрокосмического образования создан на базе факультета радиофизики и электроники Белорусского государственного университета. На крыше факультетского корпуса смонтирована антенна станции приема данных космического зондирования Земли, а в одной из аудиторий компьютер отслеживает космические аппараты, принимает и обрабатывает информацию со спутников, находящихся в космосе, в соответствии с международными программами. Задача центра — обеспечить специалистов всем наземным комплексом управления и приема космической информации.

На географическом факультете БГУ открыта производственная линия «Космоаэрокартография» по подготовке специалистов в области тематического картографирования природной и антропогенной среды.

В БНТУ введена новая специализация «Космические опико-электронные приборы». Следует отметить, что многие белорусские организации уже давно используют данные дистанционного зондирования

земной поверхности через станции приема космической информации. К таким организациям относятся Белорусский государственный технологический университет, Белорусский национальный технический университет, Полоцкий государственный университет, Минлесхоз, Республиканский гидрометеорологический центр и др.

25-27 октября 2011 г. в Минске прошел V Белорусский космический конгресс, в котором активное участие приняли ученые из ближнего зарубежья. На съезде было заявлено, что с запуском собственного спутника дистанционного зондирования Земли наша республика пополнит ряды космических держав. Известно, что до обретения независимости Беларусь участвовала во всех космических программах. Поэтому даже после обретения суверенитета космические технологии в Беларуси интенсивно развиваются, чтобы сохранить и эффективно использовать наработанный опыт для развития экономики.

V Белорусский космический конгресс проведен в рамках совместной научно-технической программы Беларуси и России, направленной на создание Международной аэрокосмической системы глобального мониторинга (ИГМАСС) с использованием микроспутников семейства «САЮЗ-САТ».

Суть аэрокосмической системы ИГМАСС состоит в непрерывном мониторинге земной поверхности, атмосферы и околоземного космического пространства и предварительном обнаружении признаков наступления разрушительных стихийных бедствий как природного, так и техногенного характера.

В настоящее время известно, что подобные явления, являющиеся индикаторами стихийных бедствий, происходят в магнитосфере, ионосфере, атмосфере и литосфере Земли. Спутниковые наблюдения за физическими процессами, развивающимися в земной коре, позволяют фиксировать признаки, определять место и размеры чрезвычайных ситуаций, что может быть эффективно использовано для их прогнозирования.

Планируется, что Международная аэрокосмическая система глобального мониторинга будет состоять из орбитального, авиационного и наземного модулей. Выведенные на орбиту микроспутники начнут сканирование Земли для выявления аварийных ситуаций. Именно на базе запускаемых микроспутников будет создана орбитальная сеть для раннего обнаружения признаков возникновения природных явлений и техногенных катастроф. Кроме того, будут запущены и ориентированы на точки Лагранжа (точки либрации) три крупных спутника, оснащенных ИК-телескопами, что обеспечит оптическое наблюдение за всем космическим и земным пространством и создаст возможность обнаружения астероидно-кометной угрозы Земле.

В состав авиационного модуля должны входить авиационные средства наблюдения за земной поверхностью. Земля - станции приема и анализа

полученных данных.

Российские и белорусские ученые создали микроспутник САЮЗ-САТ-О, так называемый белорусский спутник, представляющий собой оптико-электронный комплекс высокого разрешения для точного распознавания природных объектов. Ожидается, что белорусский спутник займет достойное место в создании Международной аэрокосмической системы глобального мониторинга.

1.11.1. Хронология истории дистанционных методов зондирования в Беларуси

1923 г. – в Минске начались регулярные глобальные экспериментальные наблюдения.

1934 г. – первый запуск радиозонда.

1944 г. – возобновлена деятельность Минской гидрометеорологической обсерватории. Начались метеорологические, актинометрические и аэрологические наблюдения.

1946 г. – организован радиолокационный отдел.

1957 г. – в Минске, Бресте и Мозыре начали проводить температурные и ветровые зондирования.

1964 год — начались наблюдения за северным сиянием.

1968 г. – в Минской гидрометеобсерватории установлен первый импульсный метеорологический локатор МРЛ-2.

1975 г. – в Гомеле установлена импульсная МРЛ-2.

1991 г. – в Бресте установлена импульсная РСЗО-5.

2010 г. – в аэропорту Минск-2 установлена доплеровская РЛС «Метеор-500».

2012 г. – запуск первого белорусского спутника.

1.12. Важная информация об атмосфере

1.12.1. Химический состав воздуха

Сухой и чистый воздух (без паров воды и аэрозолей) представляет собой смесь различных газов. У поверхности земли сухой воздух состоит на 99 % из азота (78 % по объему) и кислорода (21 %). Остальное (1%) почти полностью приходится на долю аргона (0,93%). Углекислого газа в воздухе 0,03%. Помимо основных, в воздухе в небольших количествах присутствуют неон, криптон, ксенон, гелий, озон, водород и другие газы. Эти газы составляют тысячные и десятитысячные доли процента.

Помимо упомянутых выше постоянных газовых компонентов, в атмосфере присутствуют не столь равномерно распределенные переменные, такие как водяной пар, озон, углекислый газ, аэрозоли, существенно влияющие на погоду. Объемное вытеснение водяного пара колеблется от 0,2

% в полярных широтах до 2,5 % в экваториальных широтах, а в некоторых случаях достигает 4 %. Понятно, что во влажном воздухе изменяется процентное соотношение других газов.

Вода в атмосфере находится в трех агрегатных состояниях - газообразном, жидком и твердом. Важнейшие процессы формирования погоды и климата связаны с переходом воды из одного агрегатного состояния в другое. Водяной пар, поступающий в атмосферу в результате испарения с поверхности суши и океанов, а также транспирации растениями, является парниковым газом. То есть поглощает длинноволновое инфракрасное излучение Земли и возвращает его на поверхность Земли. Большую климатообразующую роль играют продукты конденсации - облака, являющиеся регуляторами солнечной радиации. Осадки, выпадающие из облаков, являются важнейшей характеристикой климата.

Почти весь водяной пар содержится в тропосфере. В верхних слоях атмосферы количество водяного пара очень мало. Общее содержание водяного пара снижается в 2 раза уже на высоте 1,5–2,0 км. На высоте 5-6 км водяного пара в воздухе в 10 раз меньше, чем у земной поверхности, а на высоте 10-12 км - в 100 раз меньше.

Известно, что столб воздуха сечением 1 см² при нормальном давлении весит около 1 кг. Тогда масса столба воздуха площадью 1 м² при тех же условиях имеет массу 10 т. Этот столб воздуха содержит в среднем всего 28,5 кг водяного пара. Тем не менее, несмотря на малое количество водяного пара в воздухе, он оказывает большое влияние на тепловой режим и климат Земли.

Известно, что океаны содержат около 97,5 % всей воды на планете, суша около 2,5 %, а атмосфера всего 0,001 %. Удивительно, что при таком малом количестве воды в воздухе она играет очень большую роль в формировании погоды и в энергетике атмосферы.

Молекулы водяного пара интенсивно поглощают ИК-лучи во всем диапазоне, кроме окна прозрачности, которое возникает при длинах волн 8–13 мкм. Содержание водяного пара в атмосфере изменяется как во времени, так и в пространстве от 0 до 7%.

Минимальные значения средней удельной влажности наблюдаются на высотах 12 км — 200 гектопаскалей изобарической поверхности, вблизи тропопаузы. Знание содержания влаги в атмосфере необходимо для решения ряда задач, связанных с расчетом поглощения видимого и инфракрасного излучения.

1.12.2. Углекислый газ в атмосфере

Второй парниковый газ – двуокись углерода (углекислый газ) CO₂ отличается значительной изменчивостью его содержания в воздухе. Так, при среднем содержании CO₂ 0,03% в Антарктиде оно составляет около 0,02%. В воздухе над сушей больше CO₂, а над океанами меньше.

Сейчас в атмосферу поступает большое количество газов

антропогенного происхождения. В результате сжигания угля, нефти и природного газа увеличивается концентрация CO₂ в атмосфере. В воздухе крупных городов и промышленных центров содержание CO₂ достигает 0,1–0,2 %, что значительно усиливает парниковый эффект.

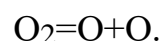
1.12.3. Озоносфера

Озон — это аллотропная форма кислорода, трехатомная молекула (O₃). Озоносфера имеет большое климатическое значение, простираясь в тропосфере, стратосфере и мезосфере до высоты 70 км. Однако климатическая роль озона в каждой из этих сфер различна. Стратосферный озон защищает все живое от жесткого ультрафиолетового излучения Солнца, потому что поглощает волны длиной менее 0,29 мкм. В тропосфере озон образуется в результате антропогенного загрязнения воздуха и негативно влияет на здоровье людей и биоту, в мезосфере озон участвует в формировании ионосферы.

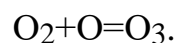
Озон, водяной пар и углекислый газ вместе создают парниковый эффект атмосферы. Озон поглощает инфракрасное излучение Земли (9,6 мкм). Увеличение количества озона в тропосфере усиливает парниковый эффект и способствует повышению температуры воздуха.

Концентрация озона в атмосфере незначительна. Если весь озон выпадет у поверхности Земли при нормальном давлении, толщина слоя составит всего 2–3 мм. Озон распределяется неравномерно как по вертикали, так и по горизонтали. В среднем наибольшая плотность озона наблюдается на высотах 20–25 км.

В стратосфере озон образуется за счет диссоциации (распада) молекулы кислорода на атомы:

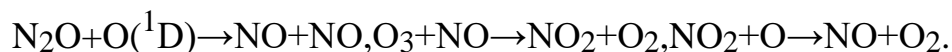


Молекулы O₂ распадаются под действием ультрафиолетовых лучей солнца с длиной волны от 0,18 до 0,24 мкм. Свободные атомы кислорода соединяются с молекулами O₂ и образуют молекулы озона O₃:

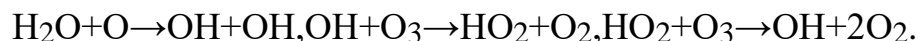


Стратосферный озон разлагается в результате антропогенного загрязнения атмосферы оксидами азота, водорода, хлора, метана, фреонов. Озон является сильным окислителем и легко вступает в химические реакции с другими веществами. Примеры уравнений химических реакций, приводящих к исчезновению озона (три цикла его гибели):

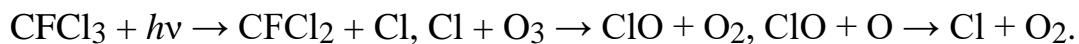
Азотный цикл (NO_x):



Водородный цикл (HO_x):



Хлорный цикл (ClO_x):



Рассмотрев эти реакции, мы видим, что молекулы оксида азота, водорода и хлора разрушаются, а в правой части этих реакций появляются молекулы этих самых газов. Следовательно, потребления озоноразрушающих газов не наблюдается. В результате этих реакций исчезают молекулы озона и атомы кислорода, необходимые для образования озона.

1.12.4. Атмосферный аэрозоль

Аэрозоли – взвешенные в воздухе жидкие и твердые частицы, за исключением газообразных составляющих атмосферы, природного и антропогенного происхождения. Источниками естественных аэрозолей являются океаны и космическая пыль, частицы почвы и горных пород, попадающие в воздух при ветровой эрозии, органические вещества - пыльца растений, споры, бактерии, а также частицы дыма, возникающие при лесных и торфяных пожарах, извержениях вулканов. Над океанами аэрозоль состоит в основном из кристаллов морской соли, попадающих в атмосферу в результате разбрызгивания капель воды.

Аэрозоль антропогенного происхождения составляет примерно 20 % от общего его содержания в воздухе. Он попадает в атмосферу при сгорании различных видов топлива. Кроме того, промышленные предприятия выбрасывают в воздух пыль, дым, различные ядовитые вещества, такие как бензапирен, тяжелые металлы, сульфаты, нитраты и многие другие. Необходимо напомнить о таком понятии, как радиоаэрозоль, который является продуктом ядерных взрывов и аварий на атомных реакторах.

Различают тропосферные и стратосферные аэрозоли. В тропосфере аэрозоль находится в основном в нижних слоях. Его концентрация быстро уменьшается с высотой. Аэрозольные частицы в тропосфере играют роль ядер конденсации, они способствуют конденсации водяного пара, образованию облаков и осадков. Аэрозоль участвует в превращениях солнечного излучения, рассеивает и поглощает излучение, а также собственное излучение Земли. Таким образом, аэрозоль влияет на формирование климата Земли.

Стратосфера имеет свой аэрозольный слой, который находится над тропосферой и имеет толщину около 10 км. Этот слой называется слоем Юнге и на 75% состоит из мелких капелек серной кислоты. Стратосферный

аэрозоль значительно ослабляет солнечное излучение за счет рассеивания и увеличения альбедо атмосферы, что на 30% гасит (ослабляет) парниковый эффект и снижает глобальную температуру атмосферы.

Источниками стратосферного аэрозоля являются извержения вулканов, проникновение кучевых облаков, сверхзвуковая авиация, ракетная техника, космическая пыль. При извержении вулканов в атмосферу выбрасывается большое количество SO_2 . В результате химических и фотохимических реакций с H_2O , O_2 и O_3 диоксид серы превращается в H_2SO_4 . Серная кислота находится в нижней стратосфере в виде капель - аэрозолей серной кислоты.

1.12.5. Изменение химического состава воздуха с высотой

Такой же химический состав воздуха сохраняется до высоты 90–100 км. Неизменность газового состава атмосферы объясняется тем, что в этом слое воздух перемешивается за счет конвекции и турбулентности. Слой атмосферы с однородным газовым составом называется гомосферой или турбосферой.

Выше 100 км начинается расслоение или гравитационное разделение газов по их плотности. Эта часть атмосферы называется гетеросферой. В гетеросфере наблюдается диссоциация молекул на атомы под действием ультрафиолетового излучения Солнца. Молекулярный кислород начинает распадаться на атомы на высоте около 20 км. До 200 км в составе атмосферы преобладает молекулярный азот, а выше соотношение кислорода и азота становится равным.

В нижних слоях атмосферы аргона примерно в 1800 раз больше, чем гелия. Выше 200 км аргон не обнаружен. Содержание гелия на высоте 1000 км всего в 3 раза ниже, чем вблизи поверхности Земли, являющейся источником этого газа. Выше 1000 км атмосфера состоит в основном из атомарного гелия и водорода.

Верхней границей атмосферы принято считать высоту, на которой плотность атмосферных газов приближается к плотности газа, заполняющего межпланетное пространство (около 100 частиц в 1 см^3). Таким образом, вертикальная мощность атмосферы составляет 60–70 тыс. км. Общая масса атмосферы составляет около $5,15 \cdot 10^{18}$ кг — примерно одна миллионная часть массы Земли. 99,9% всей массы атмосферы сосредоточено в слое до 100 км, а половина ее массы приходится на нижний слой до 5 км.

1.13. Структура атмосферы

Атмосфера представляет собой многослойную систему. Разделение атмосферы на слои осуществляется по разным признакам:

- распределение температуры по высоте;
- состав газа и наличие заряженных частиц;
- характер взаимодействия с земной поверхностью;

- влияние атмосферы на самолеты;
- влияние магнитного поля на состояние атмосферы.

По характеру изменения температуры с высотой атмосфера Земли делится на тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу. Переходные слои между этими сферами называются паузами.

Нижний слой атмосферы называется тропосферой. В тропосфере температура уменьшается с высотой, а вертикальный градиент температуры составляет в среднем 0,6 °С на каждые 100 м изменения высоты. Это объясняется тем, что тропосфера получает тепло от земной поверхности за счет турбулентного теплообмена, интенсивность которого по мере подъема постепенно уменьшается. Мощность тропосферы меняется и зависит от широты, времени года и центростремительной силы вращения Земли. В тропиках мощность этого слоя составляет 15–17 км, в умеренных широтах 10–12 км, над полюсами 8–9 км.

В тропосфере среднегодовая температура в экваториальных широтах снижается с высотой от +26 °С у поверхности земли до -80 °С у верхней границы; в умеренных широтах от +3 °С до -54 (-58)°С; над Северным полюсом от -23 °С до -60 °С зимой и до -48 °С летом.

Около 80% всей массы атмосферного воздуха сосредоточено в тропосфере. В нем сосредоточен почти весь водяной пар, образуются облака и осадки, развиваются конвекционные течения и турбулентность. На тропосферу оказывает непосредственное влияние подстилающая поверхность — разный нагрев суши и моря, снег и лед, теплые и холодные морские течения, орография. В результате взаимодействия с поверхностью и в зависимости от широты в тропосфере образуются разные типы воздушных масс, составляющие общую циркуляцию атмосферы.

Верхняя тропосфера — это место, где рассеивается энергия планетарных волн.

Переходный слой между тропосферой и стратосферой толщиной 1-2 км называется тропопаузой, в которой температура не изменяется с высотой (изотерма). В пределах тропопаузы возникают струйные течения. В то же время тропопауза является барьером для проникновения озона из стратосферы в тропосферу.

Выше тропопаузы находится стратосфера, простирающаяся до высоты 50–55 км и характеризующаяся повышением температуры с высотой, варьируя от -51 °С в самой низкой точке (тропопауза) до -3 °С в самой высокой точке (стратопауза). Повышение температуры с высотой в стратосфере связано с наличием озона. Озон интенсивно поглощает жесткое ультрафиолетовое излучение Солнца, поэтому температура в стратосфере повышается, что придает стратосфере динамическую устойчивость.

В стратосфере, как правило, нет облаков. Однако в редких случаях на высоте 20–30 км могут образовываться тонкие ярко-перламутровые облака, состоящие из мельчайших капель переохлажденной воды или кристалликов

льда. Стратопауза — это переходный слой от стратосферы к мезосфере.

Мезосфера достигает высоты 80–82 км. В этом слое наблюдается понижение температуры с высотой обычно до $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, а иногда и до $-110\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Отметим, что тропосфера, стратосфера и мезосфера содержат 99,5% всей массы воздуха. На верхние слои атмосферы приходится всего 0,5% всей воздушной массы.

Выше мезопаузы термосфера простирается до высоты 800 км, в которой температура повышается. Здесь воздух сильно разрежен и наэлектризован. Термосфера поглощает наиболее интенсивную часть солнечной радиации – корпускулы, рентгеновские лучи и коротковолновое ультрафиолетовое излучение, поэтому его температура повышается до 1000–2000 $^{\circ}\text{C}$. В этих слоях наблюдаются большие суточные колебания температуры: дневная температура превышает ночную на 200–300 $^{\circ}\text{C}$.

Поскольку воздух в термосфере сильно ионизирован, термосферу также называют ионосферой. Это ионизированная плазма, обладающая электропроводностью и содержащая заряженные атомы кислорода, гелия и водорода, а также свободные электроны. Атомы и молекулы воздуха заряжаются в результате потери или приобретения свободных электронов под действием космического и солнечного излучения.

Ионосфера способна поглощать, отражать и преломлять радиоволны различной длины. В результате отражения радиоволн от ионосферы возможна дальняя радиосвязь на Земле.

Внешний слой атмосферы выше 800 км называется экзосферой. Атмосферные газы (водород и гелий) рассеиваются в экзосфере (истечение в космическое пространство). Экзосфера простирается до высоты 2–3 тыс. км.

Отдельные слои - трапо-, страто-, мезо- и ионосфера, составляющие воздушную оболочку, взаимодействуют друг с другом и составляют целостную термодинамическую систему. В результате термодинамического взаимодействия составляющих слоев атмосферы происходит глобальный перенос энергии, обеспечивающий соответствующее функционирование климатической системы и формирование глобального климата.

В связи с освоением космического пространства атмосфера делится на плотные слои (сама атмосфера) и околоземное космическое пространство. Граница этих слоев проходит на высоте 150 км. Таким образом, околоземное космическое пространство начинается в термосфере, включающей экзосферу. Космические аппараты не могут летать в плотной атмосфере. В то же время искусственные спутники свободно летают в слоях атмосферы выше 150 км.

1.13.1. Стандартная атмосфера

Атмосфера – это среда деятельности человека. Поэтому физические характеристики атмосферы используются во многих областях экономики. Поскольку атмосфера является очень изменчивой средой, рассчитываются ее

средние параметры. На их основе была разработана международная стандартная атмосфера. В ряде стран на базе МСА создаются национальные стандартные атмосферы. Так, ГОСТ «Атмосфера стандартная», соответствующий международному стандарту, устанавливает средние числовые значения оси, параметров атмосферы для высот до 1200 км, для широты 45°32'33", соответствующие среднему уровню солнечной активности. (табл. 1). Это сборник таблиц и графиков, отображающих средние значения вертикального распределения температуры, давления и плотности воздуха, усредненные для широты 45°32'33". Характеристики стандартной атмосферы используются при испытаниях измерительных приборов, установленных на летных платформах.

Таблица 1 – Международная стандартная атмосфера

Величины в функции геометрической высоты	-2	0	11	20	32	47	51	71	80
$t^{\circ}\text{C}$	28,0	15,0	-56,5	-56,5	-44,5	-2,5	-2,5	-58,5	-76,5
$\gamma^{\circ}\text{C}/\text{км}$		-6,5	-6,5	0,0	1,0	-2,8	0,0	-2,8	-2,0

1.14 Измерение температуры, давления и влажности воздуха

1.14.1 Основы радиотелеметрии

Дистанционные методы в гидрометеорологии развиваются на базе систем радиотелеметрии, представляющих собой совокупность преобразовательных, передающих, приемных и регистрирующих устройств с каналами радиосвязи. В процессе дистанционного мониторинга гидрометеорологическая величина (температура, влажность, давление и др.) воспринимается датчиком Д и преобразуется в электромагнитные сигналы, которые передаются радиопередатчиком Р на приемную антенну А и систему регистрации Р. Далее радиосигналы декодируются дешифраторами и записываются в подходящую для использования данных форму (рис. 9).



Рисунок 9 – Схема системы радиотелеметрии

Измерительные преобразователи представляют собой датчики,

представляющие собой устройства, преобразующие метеорологические и гидрологические величины в электрические сигналы. Измерительные преобразователи входят в состав системы радиотелеметрии, лежащей в основе дистанционных методов. Они состоят из чувствительного элемента, преобразующего физическую величину в электрический сигнал определенного тока или напряжения.

1.15 Измерительные преобразователи температуры

Измерения температуры воздуха имеют ряд трудностей. Одной из таких трудностей является широкий диапазон изменения температуры в свободной атмосфере: в тропических широтах в тропосфере температура снижается с высотой от +26 до –80 °С; в умеренных – от +3° до –58 °С ;северный полюс - от –23 до –60 °С зимой и до –48 °С летом.

Известно, что в стратосфере температура поднимается до 0°С, а в термосфере до нескольких тысяч градусов. Кроме того, плотность воздуха изменяется в широких пределах, что также негативно сказывается на работе удаленных устройств. Негативное воздействие оказывают и потоки лучистой солнечной энергии, продукты конденсации: облака, капли, кристаллы, дождь и т.д.

Характер движения платформы, несущей приборы, оказывает существенное влияние на результаты измерений. Характер движения платформы зависит от изменчивости температуры и скорости воздушных потоков, обтекающих аппараты.

Процесс измерения состоит из преобразования температуры в электрические сигналы. В практике аэрозондирования наибольшее распространение получили следующие преобразователи температуры:

- резистивный;
- биметаллический;
- термоэлектрический;
- радиация;
- акустический;
- вместительный.

Принцип действия резистивных преобразователей основан на использовании зависимости их электрического сопротивления от температуры (рис. 10). В зависимости от материала, из которого изготовлены резисторы, они бывают металлическими, полупроводниковыми и электролитическими. Металлические преобразователи используются в авиационной, аэростатной и ракетной измерительной аппаратуре, полупроводниковые и электролитические преобразователи - в радиозондах.

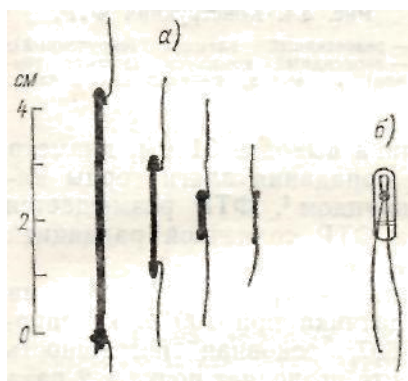


Рисунок 10 – Терморезисторы: а) цилиндрические; б) бусина в стеклянном конусе

Биметаллические преобразователи представляют собой пластину, действуют на основании зависимости изгиба биметаллической пластины от температуры (рис. 11). Биметаллическая пластина состоит из двух металлов с разными коэффициентами теплового расширения. Биметаллическая пластина изгибается в зависимости от изменения температуры. Никель и железо используются для изготовления пластин. Один конец биметаллической пластины закреплен неподвижно, а другой - перемещается при изменении температуры. Движение передается стрелке, которая движется по катушке с разным электрическим сопротивлением.

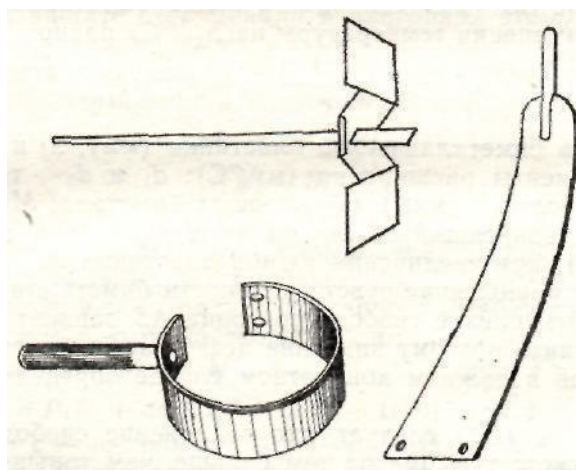


Рисунок 11 – Биметаллические датчики температуры различной формы

Термоэлектрические преобразователи. Их деятельность основана на использовании зависимости ЭДС от разности температур в местах соединения разных проводников (рис. 12). Цепь, состоящая из разных проводников, называется термопарой. Когда стыки разнородных проводников находятся при разных температурах, разность потенциалов между ними зависит от разности температур. Коэффициент

пропорциональности в этой зависимости называют коэффициентом термо-ЭДС. У разных металлов коэффициент термо-ЭДС разный и, соответственно, разность потенциалов, возникающая между концами разных проводников, будет различная. Помещая спай из металлов с отличными от нуля коэффициентами термо-ЭДС в среду с температурой, мы получим напряжение между противоположными контактами, находящимися при другой температуре, которое будет пропорционально разности температур: $T_1 - T_2$. Для термопары из двух металлов: сила $E = E_0(T_1 - T_2)$. E_0 — нормальная (или стандартная) ЭДС элемента, T_1 и T_2 — температуры соответствующих спаев.

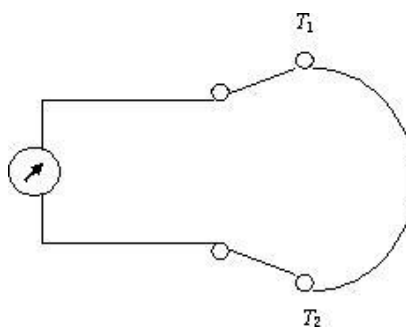


Рисунок 12– Термоэлектрический преобразователь

Преобразователи излучения улавливают электромагнитное излучение, интенсивность которого зависит от температуры. Известно, что интенсивность излучения любого тела пропорциональна его абсолютной температуре в четвертой степени. Такие приборы называются радиометрами.

Акустические преобразователи работают по принципу зависимости скорости звука в атмосфере от температуры. Акустический преобразователь состоит из излучателя и приемника. Измеряется время прохождения акустической волны. Это время зависит от физического состояния воздуха: температуры, влажности, давления и т.д. Такие устройства называются содарами. С их помощью осуществляется акустическое зондирование атмосферы.

Емкостные преобразователи– термоконденсаторы, в основе которых лежит зависимость емкости конденсатора от температуры.

1.16 Измерительные датчики давления

Методы измерения атмосферного давления делятся на две группы:

- 1) методы, основанные на измерении силы атмосферы на мембранном боксе, так называемом анероидном боксе;
- 2) методы, основанные на зависимости физических процессов от давления, например, от температуры кипения жидкости и др.

Однако ни один из этих методов не обеспечивает необходимой точности измерения давления на разных высотах в атмосфере. Поэтому для разных высот измерения давления используются разные методы и измерительные приборы. Так, в самых нижних слоях атмосферы до высоты 10 гПа изобарической поверхности (50 км) применяют коробки-анероиды, которые крепятся к радиозондам, аэростатам, самолетам и ракетам. В диапазоне изменения давления от 10 до 10⁻³ гПа (50-70 км) чаще применяют термоманометры, устанавливаемые на метеоракетах.

Анероидные коробки являются датчиками деформации (рис. 13). Они представляют собой коробку с гофрированными стенками для придания эластичности. Диаметр коробки, из которой откачивается воздух, составляет 4–6 см. Под действием внешнего атмосферного давления стенки ящика сжимаются или расширяются. Колебания коробки передаются стрелке, которая движется по обмотке, по которой протекает электрический ток.

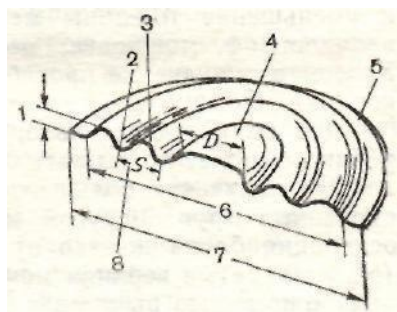


Рисунок 13 – Мембрана анероидной коробки: 1 – высота гофры; 2 – углубление гофры; 3 – вершина гофры; 4 – плоская середина; 5 – край мембраны; 6 – рабочий диаметр, см; 7 – наружный диаметр, см; 8 – шаг гофры, мм

Гипсометрические преобразователи. Принцип их работы основан на зависимости температуры кипения жидкости от атмосферного давления. Преобразователь представляет собой сосуд с кипящей жидкостью и прибор для измерения давления (рис. 14). В качестве жидкостей используется дистиллированная вода, фреон-13 и сероуглерод. Температура кипения измеряется с помощью термисторов.

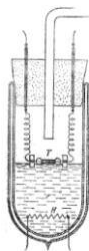


Рисунок 14 – Схема гипсометра: Т – термометр сопротивления; Н – обогреватель

1.17 Методы измерения влажности воздуха

Трудности измерения влажности воздуха заключаются в очень малом количестве водяного пара на больших высотах. Обычно применяют три метода измерения влажности воздуха: психрометрический, сорбционный или гигроскопический и метод точки росы.

Суть психрометрического метода заключается в том, что содержание влаги в воздухе определяют по показаниям двух термометров, один из которых сухой, а другой мокрый. Резервуар мокрого термометра обернут батистом, с поверхности которого испаряется вода. Интенсивность испарения зависит от дефицита влажности. Так как тепло тратится на испарение, показания влажного термометра меньше, чем показания сухого.

$$W = k \frac{E - e}{P} v$$

Зависимость между температурой влажного термометра t' , сухого термометра t а содержание влаги в воздухе определяется по психрометрической формуле:

$$e = E' - Ap(t - t'),$$

где e — действительная упругость водяного пара; E' — максимальная упругость водяного пара при температуре испаряющей поверхности смоченного термометра t' ; p — давление воздуха; A — коэффициент аспирации, зависящий от скорости движения воздуха относительно испаряющей поверхности. С увеличением скорости отношение уменьшается.

В качестве измерительных преобразователей используются различные датчики. Это могут быть жидкостные, резистивные, биметаллические, термоэлектрические и емкостные преобразователи. При аэрозондировании атмосферы чаще применяют психрометрический метод определения влажности воздуха.

Сорбционный метод измерения влажности воздуха называется гигроскопическим, адсорбционным, деформационным. Суть метода заключается в использовании свойств тел поглощать влагу из окружающего воздуха и, как следствие, изменять их электрическое сопротивление и электропроводность в зависимости от степени содержания водяных паров в воздухе.

Метод точки росы. В основе метода лежит известное положение о том, что каждому значению температуры соответствует определенная эластичность насыщения водяным паром. Метод точки росы является наиболее надежным методом измерения влажности воздуха при отрицательных температурах. Для определения точки росы температуру

поверхности понижают до точки, при которой на поверхности начинается конденсация, в противном случае возникает запотевание. В этот момент измеряют температуру поверхности, при которой начинается конденсация и при которой она исчезает. Точка росы находится как среднее арифметическое этих измерений. Поэтому прибор для измерения точки росы должен содержать охлаждающее и нагревательное устройство, а также термометр для определения фактической температуры воздуха. При $t_d = t$ для температур определенной воздухом эластичность насыщения E , тогда $d = E - e$.

Мы рассмотрели методы измерения влажности воздуха, а теперь рассмотрим измерительные преобразователи. Датчики деформации и сопротивления используются для дистанционного контроля влажности в свободной атмосфере. Деформируемыми являются волосяные и пленочные, а резистивными – электролитические, керамические и оксидно-алюминиевые.

Датчики для волос используют свойство обезжиренного человеческого волоса изменять свою длину при изменении влажности воздуха. При этом обезжиренные волосы укорачиваются при снижении влажности воздуха и удлиняются при ее повышении.

Преобразователи пленки основаны на использовании живой пленки, которая имеет свойство реагировать еще и на изменение влажности воздуха. Пленочные датчики в два-три раза чувствительнее волосяных.

Электролитические преобразователи. Принцип их работы основан на использовании свойства электролита изменять свою электропроводность в зависимости от изменения влажности воздуха. Электролитический преобразователь состоит из двух электродов, между которыми находится электролит, нанесенный на стеклянную пластину в виде тонкой пленки раствора. В качестве электролита используется водный раствор хлорида лития.

При увеличении водяного пара в воздухе он поглощается электролитом, и, наоборот, при уменьшении водяного пара в воздухе вода испаряется из электролита. В результате изменяется концентрация электролита, что приводит к изменению электропроводности электролита. При уменьшении влажности и увеличении концентрации раствора сопротивление электролита уменьшается, и, наоборот, при увеличении влажности и уменьшении концентрации раствора сопротивление увеличивается.

Керамические преобразователи. Они основаны на использовании зависимости электрического сопротивления керамики от влажности окружающего воздуха. Для изготовления керамики используется смесь глины, каолина и кремня. Полученный таким образом керамический стержень помещают между двумя электродами и пропускают через него электрический ток. Керамика поглощает или выделяет влагу в окружающую среду, тем самым изменяя электрическое сопротивление. Количество тока, проходящее через керамику, свидетельствует о влажности воздуха.

1.18 Радиогидрометеорология

1.18.1 Материя и поля

Радиогидрометеорология изучает физическую сущность взаимодействия электромагнитных и звуковых излучений с предметами, явлениями и процессами, происходящими в гидроатмосфере, с целью их распознавания.

Известно, что все, из чего состоит окружающий нас материальный мир, делится на материю и поля. Материальный мир — это не только наша Земля и Солнечная система, но и космическое пространство и вся Вселенная.

Вещество (вещество) – это молекулы, атомы, элементарные частицы. Материя состоит из людей, планет, звезд, галактик и т. д. Поля — это отдельные виды материи. Они не осязаемы, не воспринимаются на ощупь, но способны передавать энергию и взаимодействовать с частицами материи. Поля могут рождаться из этих частиц и в свою очередь порождать их. Примерами полей могут быть электромагнитные поля (колебания), в состав которых входит солнечное излучение, рентгеновские лучи и радиоволны, длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Информация о физическом состоянии гидроатмосферы получается в ходе дистанционных исследований электромагнитных полей (волн), которые распространяются в пространстве. Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, излучают тепло, которое частично отражается, частично поглощается.

Материя и поля находятся в состоянии непрерывного взаимодействия. Важнейшие формы взаимодействия: гравитационное и электромагнитное. Гравитационное взаимодействие существует между всеми формами материи. Суть гравитации объясняется общей теорией относительности: гравитация — это искривление пространства и времени. Гравитация — это сила тяжести. Благодаря этой силе все тела имеют массу.

Электромагнитное взаимодействие намного мощнее гравитационного. Электромагнитное взаимодействие — это силы, с которыми взаимодействуют заряженные частицы.

Наблюдения за электромагнитным излучением, испускаемым гидроатмосферными объектами и взаимодействующими с этими объектами, составляют основу методов дистанционного зондирования. Каждый объект излучает широкий спектр электромагнитных волн в зависимости от его температуры.

Распознавание гидроатмосферных объектов основано на приеме излучения и измерении его энергии фотометрическим методом. Фотометрический анализ основан на двух подходах:

- 1) измерении энергии световых лучей в определенном интервале длин волн;
- 2) выделение лучей одного цвета, соответствующих той или иной спектральной линии, с последующим измерением их длин волн.

Видимый свет, воспринимаемый человеческим глазом, представляет собой лишь разновидность электромагнитных волн, которые излучаются и

поглощаются.

Именно на основе анализа спектров излучения гидроатмосферных объектов получают сведения о физических свойствах этих объектов.

Радиоволны имеют ту же природу, что и электромагнитное солнечное излучение. Радиоволны излучают все космические объекты – Земля, Луна, планеты, звезды. Однако мощность их излучения невелика. Радиоизлучение – это, прежде всего, тепловое излучение. Это также может происходить в магнитных полях, где движутся заряженные частицы. Самое мощное радиоизлучение производят легчайшие частицы — электроны. Лазерное излучение генерируется молекулами воды (H₂O) при длине волны 1,35 см, гидроксида (ОН) при длине волны около 18 см и метанола (СН₃ОН) при длине волны миллиметрового диапазона.

1.19 Системы дистанционного зондирования

С помощью электромагнитного излучения мы получаем информацию об океанах, земной поверхности и атмосфере. Системы дистанционного зондирования делятся на пассивные и активные. Пассивные сенсорные системы регистрируют собственное излучение природных объектов. Активные системы сами генерируют излучение, а затем анализируют его отраженную и рассеянную часть.

Среди пассивных систем можно выделить те, которые регистрируют солнечное излучение, его ультрафиолетовое, видимое и инфракрасное излучение, а также те системы, которые регистрируют тепловое излучение, распространяющееся от всех природных объектов. Земные объекты и атмосфера излучают волны инфракрасной части спектра длиной около 10 мкм. Это так называемая тепловая инфракрасная область излучения.

Активные системы могут использовать любой спектр электромагнитного излучения. Однако в реальных природных условиях существуют ограничения, вызванные прозрачностью земной атмосферы.

На рисунке 15 показана шкала прозрачности атмосферы для собственной излучательной способности Земли и отраженной солнечной радиации. Видно, что в атмосфере есть два основных окна прозрачности. Первый из них приходится на видимую и инфракрасную части спектра в диапазоне длин волн от 0,3 до 10 мкм, хотя имеются и непрозрачные области. Второе окно соответствует микроволновому диапазону с длинами волн от нескольких миллиметров до нескольких метров. Поэтому мы приходим к выводу, что любая активная система, предназначенная для измерения поверхности Земли через атмосферу, должна работать на длинах волн в одном из этих двух спектральных окон. Окна прозрачности, в свою очередь, разделены на более мелкие участки линиями поглощения.

Многие газы поглощают только определенные длины волн, образуя в спектре так называемые полосы поглощения. Вне полос поглощения такие газы прозрачны для излучения и сами не излучают излучение. Примеры включают

водяной пар, озон, углекислый газ и т. д.

Например, водяной пар прозрачен для коротковолновой солнечной радиации, но интенсивно поглощает длинноволновую радиацию земной поверхности. Известно, что излучение земной поверхности образуется в результате ее нагрева коротковолновой солнечной радиацией.

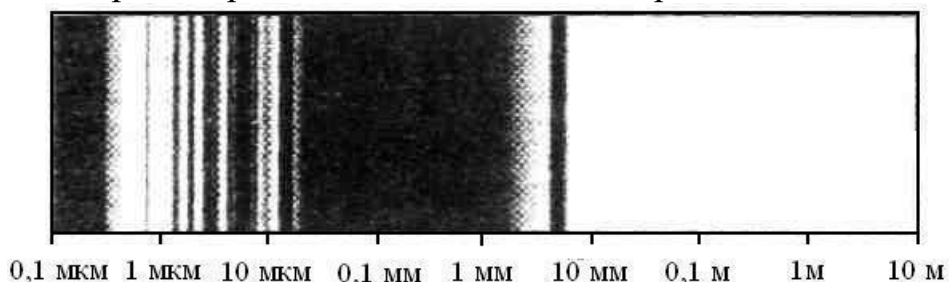


Рисунок 15 – Окна прозрачности атмосферы Земли для разных длин волн. Черные области представляют непрозрачность (поглощение), а белые области представляют прозрачность (передачу)

На рисунке 16 показан электромагнитный спектр, который представляет собой набор частот и используется в различных системах дистанционного зондирования Земли. Отдельные области спектра условно имеют свои названия: ультрафиолетовый (УФ), видимый, инфракрасный (ИК), радиоволны и т. д. Частоты выражаются в герцах, а также кратно: кГц = 1000 Гц, МГц = 1000 кГц = 1000000 Гц, ГГц = 1000 МГц = 10⁹ Гц, ТГц = 1000 ГГц = 10¹² Гц. Терагерцовый диапазон занимает частоты от 300 ГГц до 3 ТГц.

Оптический диапазон состоит из электромагнитных волн видимого и ближнего ИК-излучения с частотами 207–790 ТГц. Оптическое излучение обладает квантовыми свойствами. Они используются для лазерного зондирования. Частота электромагнитных волн может принимать любое значение, а вся совокупность всех частот называется электромагнитным спектром. Энергия переносится волнами по направлению их распространения. Магнитное и электрическое поля перпендикулярны друг другу.

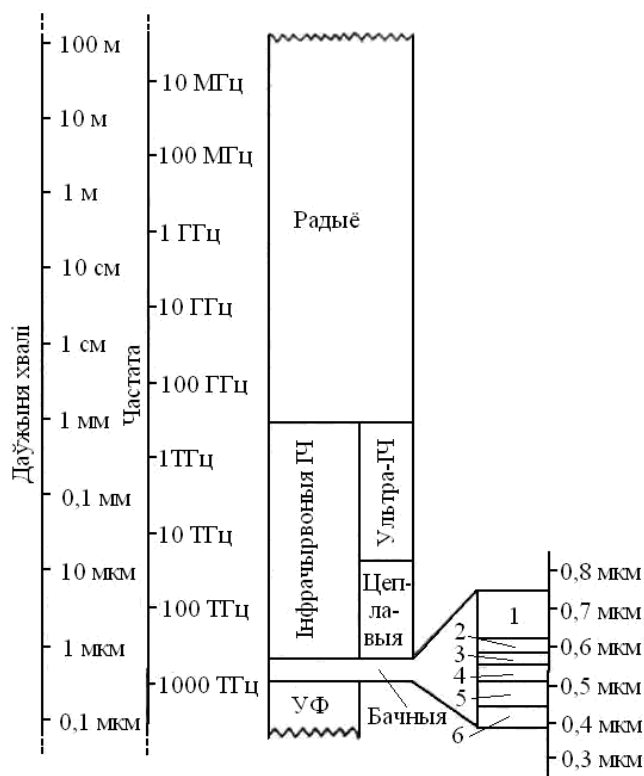


Рисунок 16 – Электромагнитный спектр, используемый в различных системах дистанционного зондирования. Цифры – цветные волны видимого спектра: 1 – красный; 2 – оранжевый; 3 – желтый; 4 – зеленый; 5 – синий; 6 – фиолетовый

Хаотическое движение частиц создает электромагнитные колебания разной длины. Различия между диапазонами электромагнитного спектра создаются только длиной волны и оптическими эффектами взаимодействия с окружающей средой. В частности, электромагнитные волны длиной от 0,38 до 0,76 мкм образуют так называемый видимый спектр света, который действует на сетчатку глаза и вызывает ощущение света. Видимый спектр состоит из ряда цветов: красный – оранжевый – желтый – зеленый – синий – фиолетовый.

Свет вызывает ощущение тепла. За фиолетовой частью видимого спектра находятся невидимые ультрафиолетовые лучи, длина которых составляет менее 0,38 микрона. За красной частью спектра находятся невидимые инфракрасные лучи, длина которых превышает 0,76 микрона.

Инфракрасное или тепловое излучение также распространяется электромагнитными волнами. Нижний предел инфракрасного излучения находится в той части спектра, где глаз перестает видеть (около 0,78 мкм), а верхний предел граничит с микроволновой областью (около 1 мм). Радиоволны – это электромагнитные волны длиной более 1 мм и длиной менее 3 км (от 100 кГц до 300 ГГц). Приведем частоты радиоволн, источником которых являются антенны:

- 3 ГГц – 30 ГГц – сантиметровые волны;
- 300 МГц – 3 ГГц – дециметровые волны;

30 МГц – 300 МГц – метровые волны;

3 МГц – 30 МГц – короткие волны;

300 кГц – 3 МГц – средние волны;

30 кГц – 300 кГц – длинные волны;

3 кГц – 30 кГц – сверхдлинные волны.

Известно, что отдельные органы человека, как и любое нагретое тело, излучают электромагнитные лучи в широком диапазоне частот (инфракрасные, миллиметровые, сантиметровые). Однако основная часть – около 85% всей тепловой энергии – приходится на инфракрасный диапазон. Интенсивность теплового излучения тела человека в УКВ-диапазоне значительно ниже, чем в ИК-части спектра.

В таблице 2 представлена классификация основных типов систем дистанционного зондирования Земли, работающих в разных диапазонах электромагнитного излучения.

Таблица 2 – Классификация систем дистанционного зондирования Земли по диапазонам электромагнитного излучения

	Пассивные системы			Активные системы	
	Отраженный солнечный свет	Тепловое излучение		Видимое	Микроволновое (радио)
		Инфракрасный	Микроволновое (радио)		
Без дисплея		Тепловая инфракрасная радиометрия	Пассивная микроволновая радиометрия	Лазерное профилирование	Радарная альтиметрия Микроволновая микроскопия
Получение отражения	Аэрофотосъемка Съемка в видимом и близком к инфракрасному диапазону	Тепловая инфракрасная съемка	Пассивная микроволновая радиометрия		Радар с реальной апертурой антенны Радар с синтезированной апертурой антенны
Зондирование	Ультрафиолетовое зондирование	Тепловое инфракрасное зондирование	Пассивное микроволновое зондирование	Лидар	

Мы говорили о датчиках-преобразователях (см. раздел 1.14). В любом случае датчик, входящий в состав пассивной или активной системы, воспринимает электромагнитное излучение после того, как оно взаимодействовало с естественным целевым объектом или было испущено им. Как это излучение может содержать полезную информацию о цели? На самом деле есть только два способа получить информацию:

- 1) сколько радиации было получено;
- 2) когда он прибыл.

С помощью систем первого типа получают информацию о количестве получаемого датчиком излучения. Это может быть тепловое излучение цели. Ее величина зависит от температуры и излучательной способности, которые отражают тепловую энергию тела.

Время приема излучения определяется с помощью активных систем. Такие системы позволяют определять расстояние до цели. Действуя по этому принципу:

- системы дистанционного зондирования;
- лазерный профилировщик;
- оптический локатор (лидар);
- радиовысотомер и т. д.

Измерения можно проводить в разные моменты времени, на разных длинах волн и с разной поляризацией.

Известно, что при прохождении через атмосферу электромагнитного излучения изменяются ее свойства. Эти изменения можно рассматривать как нарушения, которые необходимо учитывать путем внесения поправок, или как полезную информацию. Все зависит от того, что нас больше интересует: изучение земной поверхности или самой атмосферы. Можно сказать следующее: если наблюдения ведутся на длинных волнах, для которых атмосфера не очень прозрачна, то измеряемый сигнал характеризует ее свойства, в остальных случаях – свойства подстилающей поверхности.

1.20. Электромагнитные волны

Электромагнитные волны несут информацию о свойствах объектов гидроатмосферы, которые их излучают, либо поглощают, переизлучают и рассеивают.

Электромагнитная волна представляет собой совокупность электрических и магнитных полей. Электромагнитная волна, распространяющаяся в пространстве, состоит из электрического (E) и магнитного полей (B), которым свойственна напряженность. Эти поля в свободном пространстве лежат в плоскости, перпендикулярны направлению распространения волны и расположены между собой под прямым углом (рис. 17). Направление распространения электромагнитная волна определяется вектором Π , который представляет собой вектор производную от E и B . Модуль вектора Π количественно равен мощности волны, которая подается на единицу площади, измеряется в Вт/м² и называется плотностью поток волновой мощности

$$\Pi = E + B.$$

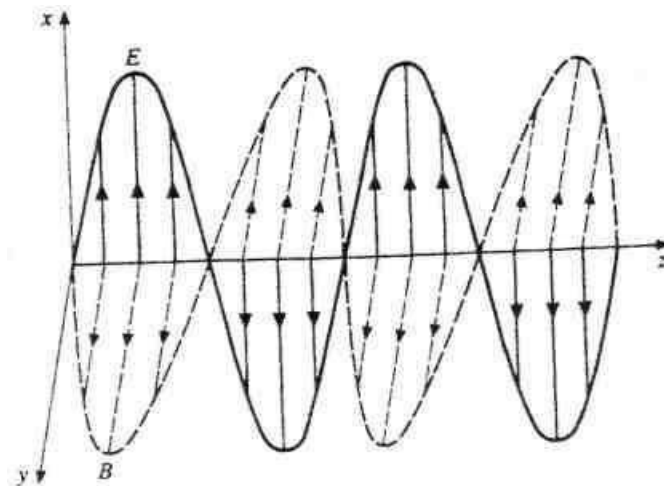


Рисунок 17 – Плоскополяризованное излучение. Волны распространяются в направлении оси z. Их поляризация в электрическом поле параллельна оси x, а в магнитном поле – ось y. Стрелками показаны

мгновенные значения величин и направлений векторов.

Теорию электромагнитных волн разработал Максвелл. Она состоит из следующего: 1. Переменное магнитное поле окружающего пространства той же частоты. 2. Переменное магнитное поле создает в окружающем пространстве, электрическое поле той же частоты. При распространении электромагнитных волн, его энергия периодически меняется из электрической формы в магнитную и наоборот. При этом их максимальные значения одинаковы и равны полным энергиям электромагнитных волн. Это позволяет установить связь между амплитудой электрического и магнитного полей.

Скорость распространения электромагнитных волн определяется электрическими и магнитными свойствами среды. Только в вакууме скорость электромагнитных волн максимальная. В других средах скорость электромагнитной волны меньше, чем в вакууме.

Любое электромагнитное излучение теплового происхождения характеризуются длиной волны λ и частотой колебаний ν . Произведение этих двух характеристик показывает скорость распространения волн c :

$$c = \lambda \nu,$$

отсюда

$$\nu = c/\lambda$$

Длины волн теплового излучения выражаются в микрометрах (1 мкм = 10^{-6} м) и нанометров (1 нм = 10^{-9} м).

Характер распространения электромагнитных волн зависит от свойств среды, в которой они распространяются. Эти свойства включают в себя:

- диэлектрическая проницаемость среды (ϵ);
- удельная электропроводность среды (ζ);

- магнитная проницаемость среды (μ);
- плотность свободных зарядов в среде (ρ).

Диэлектрики – вещества, которые не проводят электрический ток и могут поляризоваться в электромагнитном поле. Они бывают твердыми (например, янтарь, стекло, эбонит), жидкими (вода, трансформаторное масло) или газообразными (все газы).

Однако диэлектрики обладают свойством проницаемости для электростатического поля. Диэлектрическая проницаемость — важнейшая электродинамическая характеристика среды (газов, жидкостей, твердых тел), обладающей зарядом или электростатическим полем. Диэлектрическая проницаемость является показателем величины ослабления внешнего поля внутри диэлектрика.

Диэлектрическая проницаемость характеризует как внутренние свойства среды, так и результат действия на нее внешних зарядов или токов. Например, воздействие длинноволнового излучения поверхности подложки на такой диэлектрик, как атмосферный воздух. Диэлектрическая проницаемость показывает, во сколько раз уменьшается кулоновское взаимодействие зарядов при их переносе из вакуума в данную среду. Диэлектрическая проницаемость зависит от структуры вещества и внешних условий, например, от температуры.

Диэлектрическая проницаемость, также известная как диэлектрическая проницаемость, представляет собой отношение электрической проницаемости материала ϵ к электрической проницаемости свободного пространства ϵ_0 . Аналогично, относительная магнитная проницаемость — это отношение магнитной проницаемости вещества к магнитной проницаемости свободного пространства μ_0 . Следовательно,

$$\epsilon = \mu \mu_0$$

$$\epsilon = \epsilon \epsilon_0.$$

Величины ϵ и μ безразмерны.

Диэлектрическая проницаемость – величина, характеризующая способность диэлектрика поляризоваться во внешнем электромагнитном поле. Она является одной из основных характеристик диэлектрика, определяется механизмом его поляризации и зависит от поляризации частиц (атомов, молекул, ионов), входящих в его состав.

Удельная электропроводность среды (удельная электропроводность) — мера способности вещества проводить электрический ток. По закону Ома в однородном веществе удельная проводимость — коэффициент пропорциональности между плотностью возникающего тока и величиной электрического поля в среде.

Магнитная проницаемость – физическая величина, коэффициент, зависящий от свойств окружающей среды. Он характеризует связь между магнитной индукцией и напряженностью магнитного поля в веществе. Это соотношение различно для разных сред. Поэтому магнитная проницаемость гидроатмосферы зависит от состояния, температуры, влажности и т. д.

Плотность свободных зарядов в среде зависит от потока напряженности электрического поля, проходящего через поверхность, и заряда, находящегося в объеме, ограниченном этой поверхностью.

Изменение направления векторов электрического и магнитного поля называется *поляризацией излучения*, что играет важную роль в понимании работы систем дистанционного зондирования.

Поляризация волн — характеристика поперечных волн, описывающая поведение вектора колеблющейся величины в плоскости, перпендикулярной направлению распространения волны.

В *продольной волне* поляризация возникнуть не может, так как направление колебаний в этом типе волны всегда совпадает с направлением распространения.

Явление поляризации электромагнитных волн и особенности взаимодействия поляризованных волн с гидроатмосферной средой широко используются в исследованиях погоды и климата.

Независимо от происхождения электромагнитные волны имеют общие свойства. На скорость и характер распространения электромагнитных волн существенное влияние оказывает среда, с которой они взаимодействуют. Электромагнитные волны преломляются, происходит их рассеивание, возникает дифракция в неоднородной среде, явление интерференции, полного внутреннего отражения и другие явления.

Лазер — оптический квантовый генератор — устройство, преобразующее поглощенную энергию (световую, электрическую, тепловую, химическую и т. д.) в узкосфокусированный луч. Другими словами, это излучатель, формирующий короткие импульсы света высокой мгновенной мощности.

Лазерное (оптическое) излучение обладает рядом свойств, существенно отличающих его от других видов излучений, в частности от теплового излучения, испускаемого нагретыми телами (рис. 18).

Эти свойства включают в себя:

1. *Монохроматичность*, то есть способность генерировать излучение в очень узком спектральном диапазоне.

2. *Связность* (пространственная и временная) — свойство, тесно связанное с монохроматичностью. Когерентность можно определить как когерентный (во времени и пространстве) поток колебательных процессов, вызывающих излучение. Это определяется тем, что в лазере усиливается только та волна, частота которой равна частоте лазерного перехода и собственной частоте лазерного резонатора. Когерентность колебательных процессов приводит к тому, что ширина линии лазерного излучения может быть в миллион раз больше ширины линии того же перехода, но со спонтанным излучением.

3. *Ориентация*. Это свойство является результатом того, что активное вещество лазера всегда помещено в открытый резонатор, в котором могут существовать только волны, распространяющиеся очень близко к его оси.

4. *Яркость* — мощность энергии, излучаемая на единицу телесного угла.

Яркость, по своей сути, также является результатом высокой направленности лазерного луча. Например, предположим, что яркость лазера мощностью всего милливатт в тысячи раз превышает яркость любого обычного источника света.

Физические свойства излучения	
Согласованность	Взаимодействие с молекулами
Монохромность	- поглощение
Ориентация	- рассеяние
Яркость	- спонтанное сочетание
	- резонансное рассеяние

Рисунок 18 - Свойства лазерного излучения

Энергетическая яркость лазерного луча достигает такой мощности, что тело, находящееся на пути луча и поглощающее его энергию, может нагреться до очень высокой температуры – тысячи миллиардов градусов. При такой температуре тело мгновенно переходит в парообразное состояние, минуя жидкости.

Например, рубиновый лазер имеет следующие характеристики: длина волны излучения 694,3 нм ($1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$) с энергией излучения в импульсе 0,1–1 Дж, длительность импульса 30 наносекунд ($1 \text{ нс} = 10^{-9} \text{ с}$). Это означает, что «горстка» фотонов испускается в атмосферу из лазера со скоростью света ($3,10^8 \text{ м/с}$). При этом последний фотон вылетает из лазера на 30 наносекунд позже первого. Такая горстка фотонов в виде светового зонда пролетает через трехсоткилометровую массу атмосферы за тысячную долю секунды. Пространственная длина зонда в этом случае $L = 9 \text{ м}$ ($L = ct$, где c — скорость света, t — длительность импульса).

Обычно эта сумма делится пополам и называется локализацией длительности импульса. Импульс такой длительности занимает в пространстве несколько метров. Это обеспечивает высокое пространственное разрешение: при зондировании облака можно определять интенсивность рассеянного света через каждые несколько метров или, другими словами, изучать тонкую структуру облака.

На рисунках 18, 19, 20 показаны некоторые типы лазеров. При энергии излучения рубинового лазера 1 Дж зонд мира содержит $3,5 \cdot 10^{18}$ фотонов. Для сравнения, солнечное излучение, достигающее верхних слоев атмосферы каждые 30 наносекунд, несет в себе всего 10^8 фотонов на длине волны излучения рубинового лазера.

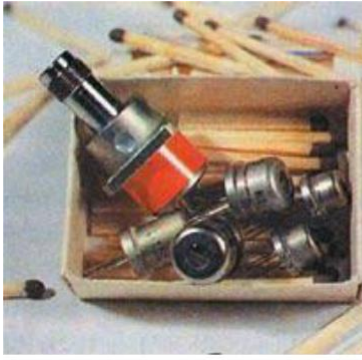


Рис.18 – Полупроводниковый лазер

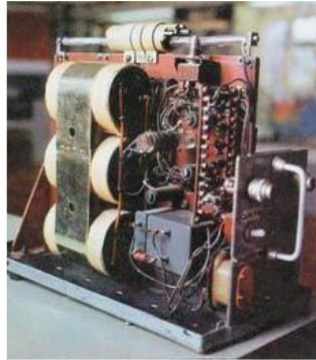


Рис. 19 – Первый советский рубиновый лазер

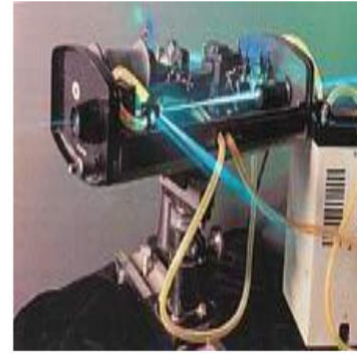


Рис. 20 – Лазер на жидком красителе

Как уже говорилось, лазерное излучение когерентно и монохроматично: количество фотонов, имеющих несколько большую или меньшую длину волны излучения по сравнению с основной, обычно не превышает сотых долей процента. Эти свойства определяют возможности лазерного зондирования, его существенное преимущество по сравнению, например, с лучом прожектора.

После встречи с молекулой или аэрозольной частицей лазерный фотон участвует в нескольких процессах. Первый процесс: фотон полностью передает свою энергию молекуле или частице. Вещество нагревается, а сам фотон исчезает – это процесс поглощения. Второй процесс: при столкновении фотон меняет направление движения – происходит рассеяние.

При встрече с молекулой фотон может быть поглощен, и вещество приобретает способность излучать другие фотоны. Это третий процесс – спонтанное комбинационное рассеяние.

Если частота энергетического перехода в спектре атома совпадает с частотой излучения лазерных фотонов, наблюдается процесс резонансного рассеяния.

Молекулы и атомы воздуха находятся в хаотическом тепловом движении, а аэрозоли — это более тяжелые частицы, переносимые ветром. Вспомним еще одно физическое явление – эффект Доплера. В акустике этот эффект проявляется в изменении частоты звуковых колебаний, которое наблюдатель регистрирует по мере приближения или удаления источника звука. Явление Доплера характерно и для электромагнитных волн.

Фотоны, попавшие на молекулы и рассеявшиеся, меняют свою частоту. Поскольку хаотическое движение молекул происходит с разными скоростями и во всех направлениях, в рассеянном излучении наблюдается целый спектр частот – иными словами, наблюдается доплеровское уширение линии лазерного излучения. Аэрозоли имеют направленное движение – происходит доплеровский сдвиг частоты.

Интенсивность процесса поглощения определяется величиной сечения поглощения одной молекулы, а производная этой величины по числу молекул в единице объема является показателем поглощения среды. По аналогии эффективность рассеяния определяется значением индекса рассеяния. Сумма

скоростей поглощения и рассеяния представляет собой скорость ослабления средой этого излучения, подчиняющуюся закону Бугера.

Процессы рассеяния характеризуются индексом рассеяния – безразмерной величиной, показывающей, насколько фотон отклоняется от первоначального направления движения на некоторый угол после взаимодействия с молекулами или аэрозолями.

Обратим внимание на тот важный факт, что небольшая часть фотонов (12% при молекулярном рассеянии, около 3% при аэрозольном рассеянии) после рассеяния возвращается в обратном направлении – в лазер. Это дает возможность регистрировать возвращенные фотоны с помощью приемника, иными словами, реализовать локационный принцип измерений, создать лазерный локатор – лидар.

Лидар (Light Detection and Ranging) — лазерный радар, техническое устройство, по принципу действия похожее на радар-детектор. В качестве приемной системы лидара используется оптическая антенна – линза, телескоп, в фокусе которого находится фоторецептор – фотоэлектронный умножитель (ФЭУ). Возвращающиеся фотоны захватываются оптической антенной и преобразуются в фотоэлектроны на фотокатод ФЭМ. Возникающий при этом электрический ток усиливается и поступает в записывающее устройство.

Когда лазерный луч встречает на своем пути облако или слой аэрозоля, происходит рассеяние фотонов. Большая часть фотонов возвращается в приемную оптическую антенну и возбуждает фототок. На экране осциллографа появляется импульс, обусловленный сигналом обратного рассеяния. В районах, где нет облаков и мало аэрозолей, мощность сигнала снижается.

Современные лидарные системы позволяют анализировать отраженное и рассеянное излучение слабых сигналов и отдельных фотонов, что позволяет определять вертикальные профили физических и химических величин гидроатмосферы. Доплеровские радары способны определять скорость и направление воздушных потоков в разных слоях атмосферы. В настоящее время лидарное зондирование является основным методом исследования средней и верхней атмосферы.

Для лазерного зондирования чаще всего используются следующие длины волн (в нанометрах):

- 1550 нм – инфракрасное излучение, невидимое для человеческого глаза и приборов ночного видения;

- 1064 нм – излучение ближнего инфракрасного диапазона, невидимое глазом, но обнаруживаемое приборами ночного видения;

- 532 нм – зеленое излучение, хорошо проникающее сквозь мощные массы воды; • 355 нм – ближнее ультрафиолетовое излучение.

Добавим, что лазерный луч, в отличие от аэростатов-пилотов, радиозондов и метеорологических ракет, распространяется мгновенно и приносит необходимую информацию гораздо быстрее, чем меняется состояние

атмосферы.

В настоящее время созданы лидары различного назначения: разработаны системы дистанционного определения скорости и направления ветра, турбулентности, температуры и влажности воздуха, газового и аэрозольного состава атмосферы, микрофизических характеристик облаков и др. Полученные данные представляются в виде используются для определения связи между различными физическими характеристиками атмосферы, что помогает в решении экологических проблем и глобального изменения климата.

1.21. Солнечная радиация и ее взаимодействие с гидросферой.

Солнечное излучение – это лучистая энергия, которая распространяется от Солнца в виде электромагнитных волн со скоростью света. Электромагнитные волны излучают все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля. Согласно закону Стефана-Больцмана, излучение абсолютно черного тела пропорционально четвертой степени абсолютной температуры T :

$$E_{\text{а.ч.ц}} = \sigma T^4$$

где σ – постоянная Стефана – Больцмана; $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/ (м}^2 \cdot \text{К}^4)$.

Нагретые тела излучают электромагнитные волны в широком диапазоне частот: от инфракрасных тепловых до УКВ сантиметровых и дециметровых. Физическая суть этого теплового излучения заключается в преобразовании тепловой энергии в энергию электромагнитного поля. Интенсивность радиотеплового излучения характеризуется радиояркостной температурой, которая отражает энергетическую яркость потока излучения. Температура радиолюминесценции любого тела зависит от частоты, на которой производятся измерения. Температура радиолюминесценции атмосферы и поверхности подложки исследуется с помощью микроволновых радиометров.

Тепловое излучение подчиняется и другим законам излучения: Кирхгофа, Планка и Вина.

Закон Кирхгофа показывает взаимосвязь между излучательной и поглощающей способностями тела. Отношение излучающей способности тела к его поглощающей способности является постоянной величиной для всех тел.

Другими словами, существует правило Кирхгофа: сколько тело поглощает, столько оно и излучает. Это соотношение справедливо для всех длин волн.

Закон Кирхгофа позволяет рассчитать и объяснить многие процессы поглощения и излучения.

Закон Планка характеризует распределение энергии в спектре излучения по длинам волн в зависимости от температуры излучателя.

Согласно закону Вина (закону смещения), длина волны, на которую приходится максимальная лучистая энергия, обратно пропорциональна абсолютной температуре тела.

В метеорологии различают два диапазона электромагнитного излучения. В диапазон коротковолнового излучения входит солнечное излучение с длинами волн от 0,01 до 4 мкм. К длинноволновому излучению относятся излучения земной поверхности и атмосферы с длинами волн от 4 до 100 мкм.

В свою очередь, спектр коротковолнового солнечного излучения вне атмосферы делится на три качественно разные части: ультрафиолетовую с длинами волн от 0,01 до 0,39 мкм, несущих 9% всей лучистой энергии; видимый – с длинами волн от 0,40 до 0,76 мкм, на долю которого приходится 47% солнечной лучистой энергии; инфракрасный – с длиной волны более 0,76 мкм, которые распределяют 44% тепловой энергии Солнца. Небольшую долю солнечной энергии (около 1%) составляют гамма- и рентгеновские лучи, а также радиоволны (табл. 3).

Видимая и ближняя инфракрасная области солнечного спектра в диапазоне от 0,4 до 2 мкм являются наиболее важными для дистанционного зондирования поверхности Земли. В этом диапазоне работает большинство приборов, используемых для зондирования земной поверхности.

Таблица 3 - Спектр солнечных электромагнитных волн

Радиация	Диапазон λ , мкм
Гамма-излучение	Менше $\cdot 10^{-4}$
Рентгеновский	$\cdot 10^{-2} - \cdot 10^{-4}$
Ультрафиолетовый	0,01–0,39
Видимый свет	0,40–0,76
Инфракрасный	0,77–50
Радиоволны	больше за 50

Помимо лучистого излучения, от Солнца распространяется корпускулярное излучение в виде потоков электрически заряженных элементарных частиц, главным образом протонов и электронов. Корпускулярное излучение зависит от солнечной активности и вызывает ионизацию верхних слоев атмосферы, а также полярные сияния.

Электромагнитное излучение, в том числе солнечное, излучение звезд и Луны, взаимодействует с атмосферными частицами. Как результат взаимодействия – это такие оптические процессы, как отражение, рассеяние, преломление или дифракция лучей.

1.22. Энергия и естественное освещение

Излучение, входящее или выходящее из поверхности, характеризуется плотностью энергии лучистого потока. В том случае, когда рассматривается приход излучения на поверхность, используется термин энергетическое освещение. При рассмотрении потока энергии, покидающей поверхность, используется термин «энергетическая святость».

Наряду с этими понятиями важной характеристикой поля излучения является энергетическая яркость. Энергетическая яркость — это количество лучистой энергии, поступающей в единицу времени из единицы телесного угла на единицу площади, ориентированной перпендикулярно падающему на нее излучению.

Под энергетической освещенностью понимают количество лучистой

энергии (плотность потока излучения), попадающее на единицу площади в единицу времени. Энергетическая освещенность измеряется в ваттах или киловаттах на квадратный метр ($\text{Вт}/\text{м}^2$ или $\text{кВт}/\text{м}^2$). Это показывает, что 1 Дж (1 кДж) лучистой энергии проникает на 1 м^2 за 1 с. Количество лучистой энергии за более длительный период (час, сутки, месяц, год) выражается в джоулях (Дж) или мегаджоулях (МДж).

Естественное освещение определяется видимой частью солнечного излучения, которую способен воспринимать человеческий глаз. Это световой диапазон солнечного излучения, иначе видимый диапазон, в котором лучистая энергия воспринимается как свет.

Единицы силы света отличаются от энергетических характеристик солнечного излучения. Единицей светового потока является люмен (лм) и кандела (кд).

Естественная освещенность земной поверхности пропорциональна ее энергетической освещенности прямой, рассеянной и полной радиации.

Плотность света или потока энергии, исходящего от поверхности, создает ее яркость. Яркость света измеряется в $\text{кд}\cdot\text{м}^{-2}$, а энергетическая яркость измеряется в $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. Определить яркостную температуру, характеризующую спектральную плотность потока тела, излучающего энергию.

Существуют фотометры – измерители яркости – для измерения оптической яркости – мощности энергии электромагнитного излучения объектов географической среды. Самый простой осветитель — человеческий глаз. С помощью фотометров - яркомеров измеряют яркость источников электромагнитного излучения, так называемую освещенность. Обычные камеры содержат измерители яркости, определяющие продолжение картинки.

1.23. Прямая солнечная радиация. Солнечная постоянная

Солнечная постоянная S_0 — плотность потока солнечного излучения (энергии освещенности) на верхней границе атмосферы на перпендикулярной поверхности на среднем расстоянии от Земли до Солнца. Согласно последним исследованиям, солнечная постоянная равна $1367 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. Однако солнечная постоянная колеблется по двум причинам. Во-первых, из-за изменения расстояния Земли от Солнца в течение года в размере $\pm 3,3\%$. Во-вторых, за счет изменения солнечной активности в небольших пределах ($0,02\%$).

Солнечное излучение распространяется от Солнца в виде потока параллельных лучей. Энергия, проходя через атмосферу Земли, поглощается молекулами газа и аэрозолями, частично рассеивается, а частично отражается облаками. Та часть излучения, которая достигает поверхности Земли непосредственно от диска Солнца, называется *прямой солнечной радиацией*, в отличие от радиации, рассеянной в атмосфере. Максимальное количество прямой радиации достигает поверхности, перпендикулярной солнечным лучам, например, когда Солнце находится в зените S (рис. 21).

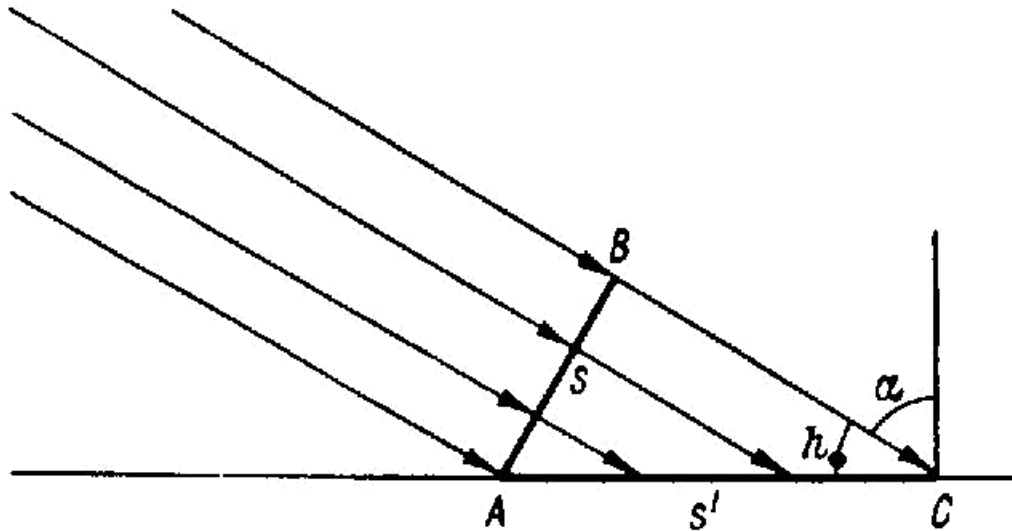


Рисунок 21 – Попадание прямой солнечной радиации на поверхность АВ, перпендикулярную лучам, и на горизонтальную поверхность АС

На горизонтальную поверхность (под углом менее 90°) падает меньшее количество лучистой энергии S' , пропорциональное синусу высоты Солнца h_0 :

$$S' = S \sin h_0$$

Количество прямой солнечной радиации, достигающей горизонтальной поверхности, называется инсоляцией, а количество энергии, переносимой волнами определенной длины λ , называется *спектральной плотностью энергии освещенности* и обозначается $S\lambda$. В среднем прямое излучение на Земле с открытой диск Солнца 1000–1100 Вт/м².

1.24. Поглощение солнечной радиации в атмосфере

При прохождении через атмосферу электромагнитного излучения в результате ее взаимодействия с материальными частицами (атомами, молекулами и аэрозолями) которые образуют атмосферу, происходит поглощение энергии яркости. При распространении излучения и его взаимодействии с веществом наблюдаются такие физические явления, как дифракция, интерференция, диссоциация и поляризация. За счет поглощения солнечной радиации кинетическая энергия атмосферного воздуха увеличивается, т. е. он нагревается.

В результате поглощения солнечной радиации в верхних слоях атмосферы разрушаются молекулы O_2 и N_2 и образуются атомарные кислород и азот. Атомарный кислород, присоединяясь к двухатомному кислороду, образует озон. В приземном слое атмосферы происходят процессы фотосинтеза, в ходе которых разрушаются молекулы углекислого газа. Эти фотохимические реакции потребляют энергию и ослабляют энергетическую яркость солнечного излучения.

В результате поглощения и рассеяния в атмосфере прямое солнечное излучение ослабевает и изменяет свой спектральный состав. Солнечные лучи с

волнами разной длины поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 22).

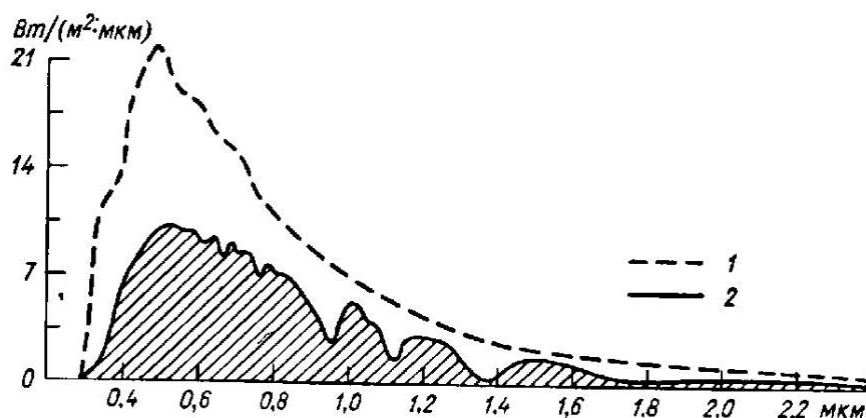


Рисунок 22 – Распределение энергии в спектре солнечного излучения на границе атмосферы (1) и вблизи поверхности Земли (2) на высоте Солнца 35°: спектральная плотность излучения приведена в Вт/м² для интервала длин волн 0,01 мкм.

Атмосфера поглощает около 23% прямой солнечной радиации. Это поглощение всегда избирательно, или выборочно. Основными поглотителями радиации являются водяной пар, углекислый газ, озон, кислород и аэрозоли. Поглощение также зависит от прозрачности атмосферы и высоты солнца над горизонтом.

Различные газы поглощают излучение в разных частях спектра и в разной степени, имеют линии и даже полосы поглощения (табл. 4). Водяной пар поглощает преимущественно лучи инфракрасной области спектра (0,68–0,73 мкм). Он способен поглощать 8–10% общего потока солнечной радиации. Для волн длиной 8,5–12,0 мкм водяной пар прозрачен. Эта часть спектра называется *окном прозрачности* атмосферы. Второе окно прозрачности – более коротковолновый диапазон инфракрасного спектра – 3,4–4,2 мкм. Окна прозрачности используются для дистанционных наблюдений за состоянием суши и океана с помощью искусственных спутников Земли.

Озон является сильным поглотителем радиации. Его концентрация в воздухе невелика, но он способен поглощать до 3% солнечной энергии. Озон полностью отсекает часть солнечного спектра с длинами волн короче 0,29 мкм и не позволяет им достичь земной поверхности. Кроме того, озон поглощает излучение с длинами волн 9,4–9,9 мкм в инфракрасной области спектра.

Таблица 4 – Основные линии молекулярного поглощения в атмосфере Земли

Видимый – инфракрасный диапазон			
Длина волны (мкм)	Молекула	Длина волны (мкм)	Молекула

0,26	O ₃	3,9	N ₂ O
0,60	O ₃	4,3	CO ₂
0,69	O ₂	4,5	N ₂ O
0,72	H ₂ O	4,8	O ₃
0,76	O ₂	4,9	CO ₂
0,82	H ₂ O	6,0	H ₂ O
0,93	H ₂ O	6,6	H ₂ O
1,12	H ₂ O	7,7	N ₂ O
1,25	O ₂	7,7	CH ₄
1,37	H ₂ O	9,4	CO ₂
1,85	H ₂ O	9,6	O ₃
1,95	CO ₂	10,4	CO ₂
2,0	CO ₂	13,7	O ₃
2,1	CO ₂	14,3	O ₃
2,6	H ₂ O	15	CO ₂
2,7	CO ₂		
Микроволновый диапазон			
Частота (ГГц)	Молекула	Частота (ГГц)	Молекула
22,2	H ₂ O	119	O ₂
60	O ₂	183	H ₂ O

Углекислый газ поглощает ультрафиолетовое (0,1–0,2 мкм) и инфракрасное излучение ($\lambda > 2$ мкм). Поскольку содержание CO₂ в атмосфере невелико, его поглотительная способность также незначительна.

Поглотителями солнечного излучения являются хлорфторуглероды (фреоны). Помимо разрушительного воздействия на озоновый слой, эти техногенные вещества активно поглощают инфракрасное излучение в стратосфере. Атмосферный аэрозоль (пыль, дым) и облака также поглощают солнечную радиацию (около 10%).

Азот и кислород имеют низкую поглотительную способность. Азот поглощает самые короткие ультрафиолетовые лучи, около 0,1 мкм, а кислород – в видимом и ультрафиолетовая (0,24–0,26 мкм) часть солнечного излучения. В видимом области спектра (0,69 и 0,76 мкм) имеют слабые полосы поглощения кислород. Поглощение кислорода в ультрафиолетовой части способствует диссоциация его молекул, образование атомарного кислорода и впоследствии озона O₃.

1.25. Рассеяние солнечной радиации

Важным фактором ослабления солнечной радиации в атмосфере является его рассеивание, возникающее в результате электромагнитного взаимодействия излучение частицами атмосферного воздуха. Молекулы газов и аэрозольные смеси поглощают энергию прямых электромагнитных волн, которые исходят от Солнца, а затем переизлучают эту энергию всем направлениях, что приводит к рассеянию. Рассеяние излучения происходит и при отражении от земной поверхности, предметов, облаков и т. д.

Явление рассеяния характерно для оптически неоднородной среды, каким является атмосферный воздух. Это называется оптически неоднородная среда, в которой показатель преломления солнечных лучей изменяется по плотности или размеру частиц (капель, кристаллов, аэрозолей). Около 26% энергии солнечной радиации преобразуется в рассеянное излучение. Рассеянное излучение попадает на земную поверхность не от диска Солнца, а от всего небосвода.

Рассеяние прямого солнечного излучения зависит от длины волны и размеров частиц. Лучи разной длины рассеяны в различной степени. В идеально чистой и сухой атмосфере (без аэрозоля) рассеяние света подчиняется закону Рэля: интенсивность рассеянного излучения обратно пропорциональна четвертой степени длины волны лучей:

$$D_{\lambda} = (a/\lambda^4) S_{\lambda}$$

где S_{λ} – спектральная плотность энергии засветки прямого излучения с длинами волн λ ; D_{λ} – спектральная плотность энергии освещенности рассеянным излучением с той же длиной волны; a – эмпирический коэффициент пропорциональности.

Согласно оптическому закону Рэля, рассеяние фиолетовых лучей с $\lambda_{\text{ф}} = 0,4$ мкм в 16 раз больше, чем рассеяние красных лучей с $\lambda_{\text{к}} = 0,75$ мкм. Синий цвет неба объясняется молекулярным рэлеевским рассеянием. Это означает, что молекулы газа рассеиваются в чистом и прозрачном воздухе.

Рассеяние взвешенными в воздухе аэрозольными частицами обратно пропорционально второй и даже первой степени длины волны. В связи с этим любая мутность атмосферы вызывает равномерное рассеяние лучей видимой части спектра. При этом небо и облака приобретают беловатый цвет. Инфракрасные лучи имеют очень небольшую способность рассеиваться.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере создает естественную освещенность, в результате чего источником света на Земле в течение дня служит вся атмосфера. Сумерки наблюдаются из-за рассеяния света в атмосфере. Анализ процессов поглощения и рассеяния в атмосфере излучения Солнца, Луны, звезд и планет дистанционными методами позволяет определить физическое состояние воздуха, его газовый и аэрозольный состав. Рассеяние космических лучей в атмосфере определяет цвет дневного и ночного неба, который зависит от состояния атмосферы — содержания аэрозолей, озона и водяного пара.

1.26. Закон ослабления солнечной радиации в атмосфере.

Солнечное излучение на своем пути через атмосферу ослабляется за счет отражения, поглощения и рассеяния. При этом меняется его спектральный состав. Степень ослабления излучения зависит от:

- интенсивности самого излучения: чем оно больше, тем больше оно теряется на пути через атмосферу;
- количество и размер частиц, поглощающих и рассеивающих лучи, иначе – от прозрачности атмосферы;

- длина пути солнечных лучей через атмосферу.

В свою очередь, длина пути зависит от высоты солнца над горизонтом.

На рисунке 23 показано изменение длины пути солнечных лучей, проходящих через атмосферу, на различной высоте Солнца. Прямые $OM_1, OM_2, OM_3, OM_4, OM_5$ — это солнечные лучи, имеющие разную высоту и проходящие в атмосфере разные пути. При вертикальном зенитном положении Солнца его лучи проходят через атмосферу кратчайший путь. Условно кратчайший путь солнечных лучей в атмосфере называют оптической массой атмосферы, обозначают m и приравнивают единице ($m = 1$).

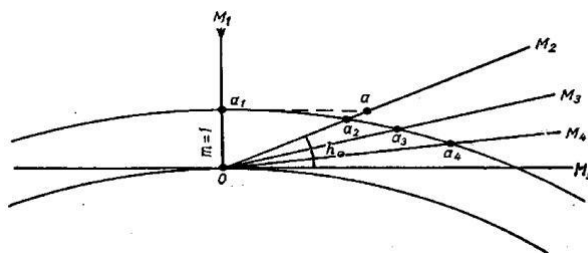


Рисунок 23 – Путь солнечных лучей в атмосфере на разной высоте Солнца

По мере опускания Солнца за горизонт путь лучей в атмосфере увеличивается, а значит, увеличивается число оптических масс атмосферы и излучение все больше ослабевает. Когда солнце вокруг горизонта, лучи проходят через атмосферу самый длинный путь (табл. 5). Оптическая масса атмосферы определяется по формуле:

$$m = 1/\sin h_o$$

На основе формулы Бемпарад рассчитал оптическую массу атмосферы на разных высотах солнца h_o .

Таблица 5 – Зависимость массы атмосферы от высоты Солнца (таблица Бемпарада)

$h_o,$ град	90	60	30	10	5	3	0
m	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	15,4	35,4

Данные табл. 5 показывают, что когда солнце находится высоко, число оптических масс изменяется медленно. Например, при изменении высоты солнца от 90° до 30° оптическая масса увеличивается всего в 2 раза, а при уменьшении высоты солнца от 30° до 0° значение m увеличивается более чем в 17 раз. Сделаем из этого примера вывод: чем меньше высота солнца над горизонтом, тем менее прозрачной становится атмосфера и тем больше она поглощает и рассеивает солнечные лучи.

Выведем количественную закономерность ослабления солнечной радиации в атмосфере. Обратимся к рис. В точке a_1 на верхней границе атмосферы интенсивность излучения равна солнечной постоянной S_o . После прохождения радиационного потока через одну массу атмосферы ($m = 1$) он

ослабевает и становится равным S_1 в точке O .

Введем понятие коэффициента прозрачности атмосферы p . Он показывает ту часть солнечной постоянной S_0 , которая достигает земной поверхности S_1 при нахождении Солнца в зените ($m=1$):

$$P = —$$

Из уравнения получаем, что $S_1 = S_0 p$.

Если солнечные лучи пройдут через другой такой же слой атмосферы (т. е. две оптические массы $m = 2$), то поток излучения снова уменьшится в p раз, т. е. что

$$S_2 = S_0 p p = S_0 p^2.$$

При прохождении солнечными лучами трех оптических масс атмосферы ($m = 3$) поток излучения у поверхности Земли уменьшится в p раз и составит

$$S_3 = S_0 p^2 p = S_0 p^3.$$

Таким образом, при прохождении солнечными лучами m оптических масс количество прямого излучения у поверхности Земли

$$\text{составит } S_m = S_0 p^m$$

Уравнение называется формулой Бугера и выражает закон ослабления солнечной радиации в атмосфере. Этот закон был впервые экспериментально доказан и выражен математически еще в 1729 году французским физиком Пьером Бугером.

Коэффициент прозрачности зависит от содержания в атмосфере водяных паров и аэрозолей: чем их больше, тем меньше коэффициент прозрачности. Для идеальной атмосферы, лишенной паров воды и аэрозолей, коэффициент прозрачности обозначается q и равен 0,915. В реальных атмосферных условиях коэффициент прозрачности изменяется от 0,6 до 0,85.

С увеличением широты коэффициент прозрачности увеличивается из-за уменьшения количества водяного пара и атмосферной пыли в высоких широтах. Вблизи экватора коэффициент прозрачности в среднем равен 0,7, а ниже 75° широты – 0,8.

1.27 Коэффициент мутности

Для характеристики ослабления излучения в атмосфере используют понятие коэффициента мутности, обозначаемого T . Коэффициент мутности указывает на число идеальных атмосфер, которые необходимы для получения ослабления излучения, вызванного реальной атмосферой.

Коэффициент мутности характеризует мутность атмосферы. Она всегда больше единицы и зависит от содержания в воздухе аэрозолей и паров воды. Средние значения коэффициента мутности наблюдаются на равнинах в умеренных широтах – они близки к трем. T увеличивается с уменьшением широты и уменьшается с увеличением широты. В больших городах, где воздух загрязнен, $T > 4$. Зимой он меньше, летом больше, а в горах уменьшается до 2.

С учетом коэффициента мутности формула Бугера принимает следующий

вид:

$$S_m = S_0 q^{mT}$$

1.28. Суммарная радиация

Суммарная радиация представляет собой сумму прямой и рассеянной радиации, достигающей земной поверхности:

$$Q = S \sin h_0 + D$$

где $S \sin h_0$ – энергия освещенности прямым излучением на горизонтальную поверхность; D – энергетическое освещение рассеянным излучением.

Суммарная радиация имеет четко выраженный суточный и годовой ход. Сумма суммарной радиации зависит от высоты Солнца, прозрачности атмосферы и облака. При открытом диске солнца и наличие облаков суммарная радиация увеличивается за счет увеличения рассеянной радиации. Однако, когда облака полностью закрывают диск Солнца, суммарная радиация значительно уменьшается и равна рассеянной радиации.

1.28.1. Отраженная и поглощенная солнечная радиация

Суммарное излучение, достигающее поверхности Земли, частично поглощается и трансформируется в тепло, а частично отражается. Соотношение между поглощенным и отраженным излучением зависит от физических свойств подстилающей поверхности: цвета, шероховатости, влажности. Та часть общей радиации, которая поглощается земной поверхностью, называется поглощенной радиацией. Вторая часть, которая отражается от поверхности, называется отраженным излучением.

1.28.2. Альbedo Земли

Для характеристики отражательной способности подстилающей поверхности используется понятие альbedo A . Оно показывает отношение количества отраженного излучения R_k (энергетическая освещенность) к полному излучению Q , падающему на данную поверхность (энергетическая освещенность). Эти соотношения выражаются в процентах или частях единицы:

$$A = \frac{R_k}{Q}$$

Если $(S \sin h_0 + D)$ – суммарный поток суммарного излучения, а A – альbedo поверхности, то $(S \sin h_0 + D) A$ – отраженное излучение, а $(S \sin h_0 + D)(1 - A)$ – поглощенное излучение по поверхности Земли. Поглощенное излучение превращается в тепло, которое расходуется на испарение, нагрев воздуха, почвы и воды, а также на фотосинтез. Отраженное излучение, попавшее в атмосферу, дополнительно рассеивается и увеличивает интегральное рассеянное излучение.

Грубые темноокрашенные почвы меньше отражают излучение, чем

светлые и гладкие, влажные меньше, чем сухие, потому что имеют более темный цвет. Снег имеет самую высокую отражательную способность ($A > 90\%$). Альbedo осушенных и распаханых торфяников составляет около 8 %, растительность — от 10 до 25 %, легкие песчаные почвы — от 25 до 45 % (табл. 6).

Таблица 6 – Интегральное альbedo различных типов поверхности залегания

Поверхность	%	Поверхность	%
Снег		Зерновые культуры	15
свежий	90	Картофель	20
влажный	70	Лес	
загрязненный	50	сосновый	15
Почвы		листовой	18
глинистые	25	Пустыня	30
песчаные	40	Степь	25
осушенный торфяник	8		

Водная поверхность имеет самое низкое альbedo. Низкое альbedo чистой воды объясняется тем, что ее показатель преломления близок к единице. Для природной воды в природных условиях альbedo несколько больше за счет отражения от взвешенных в ней твердых частиц или еще меньше за счет поглощения. Показатель преломления чистого льда такой же, как у воды, но в естественных условиях лед обычно содержит пузырьки воздуха, что является причиной более высокого альbedo.

Альbedo облаков зависит от их микрофизического состава — соотношения мелких капель воды и кристалликов льда, а снега — от смеси кристалликов льда, воздуха и воды.

Значение альbedo также зависит от высоты солнца. На одной и той же поверхности самые высокие значения альbedo наблюдаются утром и вечером, а в полдень альbedo снижается.

Однако разные длины волн солнечного спектра отражаются от одной и той же поверхности по-разному, т.е. каждая волна имеет свою отражательную способность — свое альbedo. В табл. 7 приведены спектральные альbedo различных типов поверхности залегания. Можно доказать, что альbedo поверхности увеличивается с увеличением длины волны в солнечном спектре.

Таблица 7 – Спектральное альbedo (%) различных типов поверхности залегания

Поверхность	λ , мкм						
	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Чернозем	2	3	5	7	9	12	13
Песок белый	–	34	40	46	49	54	–
Зеленая трава	2	4	6	6	40	39	38
Снег свежий	85	90	90	90	89	86	78
Снег мокрый	62	67	69	67	62	51	42
Облака	67	66	66	65	63	61	60

Очевидно, что альbedo является важной характеристикой, позволяющей определить долю лучистой энергии, которая поглощается поверхностью и отражается от нее.

Отражательные свойства поверхности залегания являются существенным фактором в формировании потока рассеянного излучения. В результате многократного рассеяния в системе атмосфера – подстилающая поверхность, рассеянное излучение увеличивается при больших значениях альbedo (табл. 8).

Таблица 8 – Количество рассеянной радиации (D) в безоблачном небе, при различных значениях альbedo и высоте Солнца 30° (по К.Я.Кондратьеву)

Поверхность	Трава	Почвы (глина)	Снег	Свежий снег
Альbedo, %	24	28	86	89
D, Вт/м ²	59	77	100	126

Определите планетарное альbedo Земли, которое составляет 30%. Под ним понимают отношение отраженной и рассеянной солнечной радиации, уходящей и направляемой в космос, к общему количеству радиации (солнечной постоянной), поступающей в атмосферу.

Планетарное альbedo зависит от накопления влаги на континентах. Увеличение количества атмосферных осадков и запасов влаги на континентах, а также сокращение площади полярных ледниковых шапок в связи с потеплением глобального климата, влечет за собой уменьшение планетарного альbedo, что в свою очередь, приводит к повышению глобальной температуры приземного слоя атмосферы и соответствующему изменению климата Земли.

Отражение солнечной радиации земной поверхностью — фундаментальный процесс, который учитывается при создании различных приборных систем дистанционного зондирования Земли, работающих на принципах отражения солнечной радиации.

Именно отраженный свет позволяет фотографировать Землю из космоса. Космические фотографии показывают, что альbedo существенно меняется и зависит от характера облачности и земной поверхности. Кроме того,

исследования альbedo различных типов недр необходимы при анализе энергетического баланса Земли.

1.29. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Земная поверхность, как и любое тело, нагретое до температуры выше абсолютного нуля, излучает длинноволновое излучение, т.е. тепловое, электромагнитное излучение, которое называют собственным излучением земной поверхности. Земля не черное тело, поэтому излучение Земли немного меньше, чем излучение черного тела при той же температуре. Относительный коэффициент излучения δ для разных типов поверхности залегания колеблется от 0,85 до 0,99.

Излучательная способность поверхности подложки увеличивается с повышением температуры. Согласно закону излучения - закону Стефана-Больцмана - интенсивность излучения E абсолютно черного тела возрастает пропорционально четвертой степени абсолютной температуры тела. Около 99 % энергии, излучаемой абсолютно черным телом при средней температуре земной поверхности ($T \approx 288$ К), приходится на интервал длин волн от 3 до 80 мкм, максимум энергии приходится на длину волны $\lambda = 10$ мкм, а интенсивность земного излучения при этой температуре равна 373 Вт/м². Например, максимум излучения Солнца приходится на длину волны $\lambda = 0,4738$ мкм (голубой цвет).

Снег имеет самый высокий коэффициент излучения ($\delta = 0,986$). В среднем для Земли $\delta = 0,95$. Собственное излучение Земли E с учетом δ определяется по формуле:

$$E_3 = \delta \sigma T^4$$

где $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8}$ Вт·м⁻²·К⁻⁴ – постоянная Стефана–Больцмана.

Абсолютные температуры на земном шаре колеблются от 190 до 350 К.

По этим температурам собственное излучение Земли относится к длинноволновому инфракрасному излучению с длинами волн 4–120 мкм; 99 % тепловой энергии этого спектра приходится на интервал длин волн от 4 до 40 мкм, а максимальная энергия – на 10–15 мкм. Именно на эту область электромагнитного спектра приходится максимальное излучение всех тел при земных температурах.

На основе температурных контрастов подстилающей поверхности возможно дистанционное зондирование Земли с помощью искусственных спутников. Разная степень прогрева поверхности и энергетическая яркость в инфракрасном диапазоне позволяет идентифицировать различные элементы ландшафта, составлять тематические карты почвы, растительности, рельефа, влажности и т.д.

Тепловое излучение может быть зарегистрировано в микроволновом диапазоне электромагнитного спектра, т. е. в диапазоне длин волн от 1 мм до 1 м (частоты от 0,3 до 300 ГГц).

1.29.1. Противодействие излучению атмосферы

Атмосфера, поглотив часть солнечной радиации (23 %) и собственное излучение земной поверхности, получая тепло за счет турбулентной теплопроводности и конденсации водяного пара, нагревается выше абсолютного нуля. При этом сама атмосфера испускает невидимое инфракрасное длинноволновое излучение, которое называется встречным излучением или встречным излучением атмосферы и обозначается E_a .

70 % атмосферного излучения возвращается на поверхность Земли, а 30 % уходит в космическое пространство. Поверхность Земли почти полностью поглощает противоизлучение атмосферы.

Основными поглотителями земной радиации в атмосфере являются водяной пар, углекислый газ, озон и другие газы. Однако интенсивность противоизлучения в первую очередь коррелирует с содержанием водяного пара в атмосфере. Так, над экватором, где влажность атмосферы максимальна на Земле, встречное излучение составляет $0,35-0,42 \text{ кВт/м}^2$, а в полярных широтах снижается до $0,21 \text{ кВт/м}^2$.

По данным около 20 % потока противоизлучения атмосферы формируется в нижнем слое атмосферы толщиной 1 м, а 35 % - в слое мощностью 6 м. Эти данные свидетельствуют о том, что основными факторами, определяющими поток противоизлучения, являются температура и содержание водяного пара.

Отметим, что встречное излучение атмосферы дополняет поглощенное солнечное излучение и является источником энергии для земной поверхности.

1.29.2. Эффективное излучение

Встречное излучение чаще несколько меньше земного. Это объясняется тем, что температура атмосферы ниже температуры земной поверхности. Разность между собственным излучением поверхности Земли и встречным излучением атмосферы называется эффективным излучением $E_э$:

$$E_э = E_з - E_a$$

Эффективное излучение возникает в течение всего дня, но днем оно компенсируется поглощенной радиацией, поэтому поверхность Земли днем теплее, чем ночью.

Эффективное излучение земной поверхности зависит от ее температуры, а также от температуры и влажности воздуха. При повышении температуры поверхности подстилки эффективное излучение увеличивается, а при повышении температуры и влажности воздуха – снижается.

Обычно эффективное излучение положительное. Иногда при сильных температурных инверсиях и температуре облака выше температуры подстилающей поверхности эффективное излучение становится отрицательным. Это означает, что земная поверхность нагревается длинноволновым излучением атмосферы.

По данным Л. Т. Матвеева, в среднем в безоблачную погоду эффективная радиация колеблется от 70 до 140 Вт/м^2 . Максимальные значения эффективной

радиации наблюдаются над сушей днем и достигают $280\text{--}300 \text{ Вт/м}^2$. Над океанами в тропических широтах E изменяется от 56 до 115 Вт/м^2 .

Для мониторинга состояния атмосферы и поверхности Земли с помощью ССР широко используются данные измерений уходящей радиации. Уходящая радиация включает длинноволновую и коротковолновую радиацию, которая уходит из Земли и атмосферы в космос.

Исходящая длинноволновая радиация (LWR) испускается поверхностью Земли, атмосферой и облачным покровом. Ее величина зависит, прежде всего, от температуры земной поверхности и облачности. Наибольшее излучение наблюдается при безоблачном небе, а наименьшее — при наличии плотного облачного покрова. Среднегодовая для Северного полушария $13,6 \text{ МДж/м}^2\cdot\text{мин}$. В зависимости от температуры поверхности залегания она колеблется от 4,2 до $21 \text{ МДж/м}^2\cdot\text{мин}$.

Исходящая длинноволновая радиация относится к ИК-излучению Земли. Это один из основных климатологических факторов, влияющих на энергетическое взаимодействие системы «океан-континент-атмосфера». Именно поэтому космический мониторинг радиации Земли является важнейшим элементом глобального мониторинга состояния климатической системы и основным информационным ресурсом для диагностики и прогнозирования климатических изменений.

Радиация АД является одной из составляющих радиационного баланса Земли. Он отражает многие глобальные климатические процессы и помогает обнаруживать аномальные природные явления.

Измерения уходящего теплового излучения Земли в микроволновом и ИК-диапазонах позволяют диагностировать атмосферные процессы, определять характер облачности, гроз и их интенсивность, дают интегральную оценку синоптической обстановки.

Уходящее коротковолновое излучение (КСВ) состоит из отраженного и рассеянного (земной поверхностью, облаками и атмосферой) солнечного излучения, поступающего в космическое пространство. В безоблачную погоду АКР принимает минимальные значения над водными поверхностями, но увеличивается над растительным покровом, а также в пустынях и достигает максимальных значений над снежным покровом. В среднем за год для Северного полушария уходящая коротковолновая радиация составляет $7,4 \text{ МДж/м}^2\cdot\text{мин}$, в остальных случаях колеблется от 4,2 до $75,4 \text{ МДж/м}^2\cdot\text{мин}$.

2. ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

Каурига П.А. Дистанционные методы исследования в гидрометеорологии. Практикум: метод обучения. помощник / П. А. Каурига, К. В. Матюшевская. – Минск: БГУ, 2020. – 163 с. – Режим доступа: <https://elib.bsu.by/handle/123456789/248268>. – Дата доступа: 2020. Учебно-

методическое пособие предназначено для организации и проведения практических и лабораторных занятий, направленных на

закрепление теоретических знаний о принципе действия современных наземных и космических измерительных систем - глобальных пилотажных наблюдений, радиозондирования, радиолокации и спутникового зондирования гидроатмосферы. Методической основой усвоения программного материала является метод заданий. В начале каждого раздела дается пояснительный текст и формулы, а в таблицах и приложениях - необходимые фактические данные и справочный материал.

Практикум содержит исходные данные и методические указания, необходимые для решения задач.

2.1. Задачи.

Методы дистанционного зондирования и исследования гидроатмосферы разработаны на физических принципах взаимодействия солнечного электромагнитного излучения с воздухом, водой и земной поверхностью, а также на изучении процессов распространения излучения от природных объектов и тел.

Тема 1. Солнечное излучение на верхней границе атмосферы

К солнечному излучению применимы законы теплового излучения абсолютно черных тел:

а) закон смещения – закон Вина

$$\lambda_{\max} T = \text{const } 2898, \quad (1)$$

где λ_{\max} — длина волны (мкм), на которую приходится наибольшая энергия в спектре солнечного излучения, T — яркостная температура Солнца (К);

б) Закон Стефана-Больцмана

$$E = \sigma T^4 \quad (2)$$

где E — энергетическая яркость Солнца ($\text{Вт}/\text{м}^2$), σ — постоянная Стефана-Больцмана, T — температура излучения Солнца (К). В единицах СИ $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$, в практических единицах $\sigma = 0,81252 \cdot 10^{-10} \text{ кал}/(\text{см}^2 \text{ мин } \text{К}^4)$. Для перевода из одной единицы измерения в другую используйте соотношение: $1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \text{ мин}) = 697,8 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Закон Стефана-Больцмана позволяет найти солнечную постоянную S_0 , т.е. поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца. В

практических единицах значение солнечной постоянной S_0 равно $1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \text{ мин})$, в единицах СИ — $1382 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Энергетическая освещенность солнечной радиацией горизонтальной поверхности на верхней границе атмосферы определяется соотношением:

$$S' = S \sin h_0 \quad (3)$$

где S_0 — солнечная постоянная, h_0 — высота Солнца в момент времени, для которого рассчитывается S'_0 . Значение S'_0 выражается в $\text{кВт}/\text{м}^2$ с точностью до сотых. Значение h_0 на широте в момент, когда часовой угол Солнца равен, определяется по формуле:

(4)

где δ – склонение Солнца к истинному югу в эти дни (приложение 1).

Из (4) следует, что в настоящий полдень, когда $\delta = 0,0^\circ$,

(5)

Суточная сумма энергии солнечного излучения на горизонтальную поверхность у верхней границы атмосферы на любую дату рассчитывается по формуле:

$$Q_{\text{су}} = \frac{E_0 \cdot t \cdot \sin \theta}{t} \quad (6)$$

где t – суточный период вращения Земли ($t=24 \text{ ч}=86\,400 \text{ с}$), θ – часовой угол Солнца в момент восхода (–) или захода солнца (+), который определяется по соотношению

$$\cos \theta = -\tan \phi \cdot \tan \delta \quad (7)$$

причем в формуле (6) первая составляющая E_0 выражена в радианах, а вторая – в градусном измерении. На широтах более $66,5^\circ$ в период полярного дня $\theta = 180^\circ$. Величину $Q_{\text{су}}$ называют теоретической суммой солнечной радиации и выражают в МДж / м² с точностью до сотых.

При решении задач необходимо знать моменты восхода и захода солнца в часах и минутах. Для их нахождения необходимо значение θ , полученное согласно формуле (7), перевести из градусного измерения в единицы времени ($1^\circ = 4 \text{ мин}$, $1' = 4 \text{ с}$). В таком случае получим истинное солнечное время восхода и заката согласно астрономическому расчету, т. е. время, отсчитываемое от настоящего полудня. Для перехода к гражданскому расчету, который ведется от предыдущей полуночи, используют соотношение

$$t_{\text{ч}} = \frac{t_{\text{мин}}}{60} \quad \text{с}$$

где знак минус соответствует моменту восхода, а знак плюс – моменту заката.

θ – часовой угол, это угол между плоскостью меридиана и кругом склонения Солнца, измеренный от юга на запад (от 0 до 180°) или на восток (от 0 до -180°). Часовой угол представляет настоящее солнечное время по астрономическому числу, которое выражается в градусах и минутах ($1 \text{ час} = 15^\circ$, $1 \text{ мин} = 15'$).

Задачи

1. При экстраполяции наземных, ракетных и спутниковых измерений на верхнюю границу атмосферы получено следующее распределение спектральной плотности энергетической освещенности солнечным излучением, перпендикулярным поверхностным лучам ($S_{\lambda 0} \text{ кВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мкм})$) по длинам волн ($\lambda \text{ мкм}$) (табл. 9).

Таблица 9 – Распределение спектральной плотности энергетической освещенности солнечным излучением перпендикулярно поверхностным лучам

$(S_{\lambda_0} \text{ кВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мкм}))$ по длинам волн (λ мкм)

λ	S_{λ_0}	λ	S_{λ_0}	λ	S_{λ_0}	λ	S_{λ_0}	λ	S_{λ_0}
0,16	0,000	0,34	1076	0,52	1833	0,70	1369	2,00	0,103
0,18	0,001	0,36	1068	0,54	1783	0,72	1314	3,00	0,031
0,20	0,011	0,38	1120	0,56	1695	0,75	1235	4,00	0,009
0,22	0,057	0,40	1429	0,58	1715	0,80	1107	5,00	0,004
0,24	0,063	0,42	1747	0,60	1666	1,00	0,746	6,00	0,002
0,26	0,130	0,44	1810	0,62	1602	1,20	0,484	7,00	0,001
0,28	0,222	0,46	2066	0,64	1544	1,40	0,336	8,00	0,001
0,30	0,514	0,48	2074	0,66	1486	1,60	0,244	10,00	0,000
0,32	0,830	0,50	1942	0,68	1427	1,80	0,159		

Отобразите графически и проанализируйте спектр солнечного излучения, достигающего Земли. Узнайте из графика длину волны, на которую приходится наибольшая энергия. В какой области спектра лежит эта волна? Проинтегрируем функцию $S_{\lambda_0}(\lambda)$ в пределах λ от 0,16 до 10,00 мкм и найдем солнечную постоянную. Укажите причины отличия найденного результата от фактического значения $S_0=1,38 \text{ кВт}/\text{м}^2$. Рассчитайте доли ультрафиолетового ($\lambda < 0,40$ мкм), видимого ($0,40 - 0,76$ мкм) и инфракрасного ($\lambda > 0,76$ мкм) излучения в общем потоке солнечной радиации, направленной на Землю.

Примечание. При вычислении определенного интеграла функции $S_{\lambda_0}(\lambda)$ в указанных пределах используйте общую формулу трапеций.

2. Вне атмосферы видимая часть солнечного спектра соответствует излучению абсолютно черного тела с яркостной температурой $T = 6116 \text{ К}$. Вычислите длину волны λ_{max} , обладающую наибольшей энергией. Соответствует ли результат полученному в предыдущей задаче 1? Какое из значений T и λ_{max} находится по измерениям и путем экстраполяции за пределы атмосферы, а какое вычисляется?

3. Излучение Солнца соответствует излучению абсолютно черного тела с температурой излучения 5805 К . Рассчитайте энергетическую яркость Солнца и суммарный поток излучения всей его поверхности. Найти солнечную постоянную, если считать Солнце точечным черным источником, расположенным в центре сферы, радиус которой равен среднему расстоянию между центрами Солнца и Земли. Сравните результат со значением S_0 , полученным в задаче 1, и истинным значением $S_0=1,38 \text{ кВт}/\text{м}^2$. Укажите возможные причины расхождения между тремя результатами.

4. Рассчитайте энергетическую освещенность солнечным излучением перпендикулярно поверхностным лучам на верхней границе атмосферы 2 января (Земля в перигелии) и 4 июля (Земля в афелии). Найдите относительные отклонения найденных значений от солнечной постоянной.

5. Рассчитайте энергию солнечного излучения, достигающего верхней границы всей атмосферы в час, сутки и год. Найдите средние значения энергетического воздействия по всей поверхности атмосферы за те же промежутки времени. Не обращайте внимания на высоту атмосферы по сравнению с радиусом Земли.

6. Рассчитайте энергетическую освещенность солнечным излучением горизонтальной поверхности у верхней границы атмосферы на высотах Солнца 0, 15, 30, 45, 60, 75 и 90°. Построить и проанализировать график функции

7. Рассчитайте теоретические дневные количества солнечной радиации на 21 июня на экваторе и 30, 60 и 90° северной широты. Построить график зависимости $Q_{\text{су}} T$ от широты. Чем объясняется найденное широтное изменение этой величины в этот день? Сохраняются ли эти изменения в другие времена года?

8. Рассчитайте теоретические суточные количества солнечной радиации 22 декабря на экваторе и 30, 60 и 90° северной широты. Нанесите результаты на график, построенный для задания 7. Как и почему изменились значения $Q_{\text{су}} T$ на каждой из рассмотренных широт? Как влияет широтная разница годового изменения этой величины на амплитуду годового хода температуры почвы и нижнего слоя атмосферы?

9. Рассчитайте теоретические суточные количества солнечной радиации на экваторе и 30, 60 и 90° северной широты в дни весеннего и осеннего равноденствий, принимая, что в эти дни $\delta_{\odot} = 0$. Нанесите результаты на график, построенный для решения задач 7 и 8, и проведите сравнение.

Тема 2

Ослабление солнечного излучения при его прохождении через атмосферу

Ослабление прямой солнечной радиации при переходе ее от верхней границы атмосферы к земной поверхности подчиняется закону Буге

(8)

где S — энергетическая освещенность прямым солнечным излучением перпендикулярно лучам участка вблизи земной поверхности; S_0 — солнечная постоянная; P — интегральный коэффициент прозрачности атмосферы; m — оптическая масса атмосферы, через которую проходят солнечные лучи (приложение 2), находится по формуле

(9)

Коэффициент прозрачности P рассчитывается по преобразованной формуле (8) следующего типа

(10)

Другими характеристиками ослабления солнечного излучения при прохождении через атмосферу являются коэффициент ослабления s :

$$\text{---} \quad (11)$$

и коэффициент мутности

(12)

где P_i – коэффициент прозрачности идеальной атмосферы, значение которой зависит от m :

m	1	2	3	4	5	8	10
P_i	0,906	0,916	0,922	0,927	0,935	0,941	0,946

Значение T определяется с точностью до сотых.

Ослабление излучения, происходящее только за счет молекулярного рассеяния, характеризуется коэффициентом молекулярного рассеяния σ_m , равным доле приходящей радиации, рассеянной единицей объема воздуха. Для любой длины волны λ

$$m \quad (13)$$

Задачи

1. Найти оптические массы атмосферы, через которые проходят солнечные лучи на всех высотах Солнца, кратных 10° . Постройте график функции $m(h_\odot)$ (Приложение 2). Объясните причины изменения m .

2. Найти оптические массы атмосферы, через которые проходят солнечные лучи в полдень 21 июня и 22 декабря на 68 , 56 и 41° северной широты. Какое значение имеет изменение m с широтой и в течение года для прихода солнечной радиации к земной поверхности?

3. При высоте Солнца 30° прямое излучение на перпендикулярную поверхность составляет $0,72 \text{ кВт/м}^2$, а при высоте Солнца 55° – $0,82 \text{ кВт/м}^2$. Рассчитайте коэффициент прозрачности для этих двух случаев. Предполагая, что исходные данные были получены в один и тот же день в одной и той же точке, можем ли мы сказать, что оптическое состояние атмосферы изменилось за период между двумя измерениями? Какая еще причина могла повлиять на изменение P ?

4. В одной точке в тот же день дважды измерялась прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность: на высоте Солнца 90° она составила $0,98 \text{ кВт/м}^2$, а на высоте Солнца 30° – $0,70 \text{ кВт/м}^2$. Предположим, что оптическое состояние атмосферы между измерениями не изменилось, рассчитаем коэффициент прозрачности и солнечную постоянную. Почему

полученное значение S_0 отличается от экспериментально определенного ($1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$; в СИ $1382 \text{ Вт}/\text{м}^2$).

5. 18 сентября при высоте Солнца 42° прямая радиация на перпендикулярную поверхность составила $0,63 \text{ кВт}/\text{м}^2$. Найти коэффициент прозрачности при оптической массе, равной 2.

6. 1 сентября при высоте Солнца 30° прямая радиация на перпендикулярную поверхность составила $0,68 \text{ кВт}/\text{м}^2$, а на 10° – $0,36 \text{ кВт}/\text{м}^2$. Рассчитайте коэффициенты затухания по формуле 11 и коэффициенты прозрачности при $m=2$. Изменилось ли состояние атмосферы в интервале между наблюдениями?

7. При высоте Солнца 42° прямое излучение на перпендикулярную поверхность равно $0,63 \text{ кВт}/\text{м}^2$. Найдите коэффициент мутности. В чем смысл результата?

8. На территории Беларуси воздушные массы характеризуются следующими коэффициентами мутности: континентальный арктический воздух – 2,45; морской воздух умеренных широт – 2,66; континентальный воздух умеренных широт – 3,09; континентальный тропический воздух – 3,49. По коэффициенту прозрачности идеальной атмосферы 0,92, найти средний коэффициент прозрачности для каждой воздушной массы. Как изменяется коэффициент мутности и коэффициент прозрачности при изменении запыленности воздушных масс?

Тема 3

Приход солнечной радиации на земную поверхность

Прямая радиация на перпендикулярную поверхность (S) измеряется непосредственно на метеостанции или рассчитывается по формуле (8). Энергетическая освещенность прямым солнечным излучением горизонтальной поверхности (S') также измеряется или рассчитывается по следующей формуле

(14)

Приход прямого излучения на поверхность, наклоненную под углом α к горизонту и ориентированную в любом направлении, так называемое наклонная поверхность (n), составляет

(15)

где φ – азимут Солнца, φ_n – азимут поверхности. Значения φ и φ_n отсчитываются с юга на север через запад (от 0 до 180°) или через восток (от 0 до -180°). При таком отсчете есть угол между направлением на юг и горизонтальной проекцией нормали к поверхности.

Интенсивность общего (Q) и рассеянного излучения (D) измеряется непосредственно на метеостанции или рассчитывается по формуле

(16)

Фактические количества (Σ_c) суммарной радиации за любой период времени (час, сутки, месяц, год) можно определить из рассчитанных возможных количеств (Σ_m) по формуле:

$$C = \frac{\Sigma_c}{m \Sigma_m} \quad (17)$$

где C -облачный коэффициент, n - среднее количество облаков за период, для которого рассчитывается .

Задачи

1. Рассчитайте прямое излучение на перпендикулярную поверхность при высоте Солнца 53° и коэффициенте прозрачности $0,751$. Найдите долю вычисленного значения от солнечной постоянной. Как изменятся ответы, если вообще будет ли высота Солнца увеличиваться (уменьшаться) в оптическом состоянии атмосферы, или будет меняться состояние атмосферы при неизменной высоте Солнца?

2. Рассчитайте прямое излучение на поверхность, перпендикулярную 56° северной широты. ш. 15 июля для высот солнца $10, 20, 30^\circ$ и т. д. до максимальной высоты дня, когда коэффициент прозрачности равен $0,71$. Построить и проанализировать график суточного изменения прямого излучения. Почему прямое излучение изменяется при изменении высоты Солнца при одинаковой прозрачности атмосферы? Какие периодические изменения в связи с этим происходят при прямом облучении? Какова его широтная изменчивость из-за зависимости от высоты Солнца?

Примечание. Каждая высота Солнца должна быть нанесена на карту дважды: до и после полудня.

3. Рассчитайте прямое излучение на перпендикулярную поверхность на высотах Солнца 30 и 60° , если коэффициент прозрачности равен $0,5, 0,6, 0,7, 0,8$. Построить и проанализировать график зависимости $S(P)$ на заданных высотах Солнца.

4. Прямое излучение на перпендикулярную поверхность на 51° северной широты 9 июля 2017 г.:

Срок, часов	5	7	9	11	13	15	17	19
кВт/м ²	0,50	0,74	0,86	0,91	0,91	0,91	0,73	0,42

Определить моменты восхода и захода солнца, построить и проанализировать график суточного хода S . Рассчитать фактическое количество S для заданных суток.

5. Используйте общую формулу трапеций для расчета фактического

суточного количества прямой радиации по наблюдениям, сделанным на 60° северной широты. ш. 1 сентября в стандартное актинометрическое время (6:30, 9:30, 12:30, 15:30, 18:30).

6. Среднечасовые фактические количества прямого излучения на перпендикулярную поверхность (МДж/м²) в Витебске:

Месяц	Интервал, часы							
	0-1	3-4	6-7	9-10	12-13	15-16	18-19	21-22
Июнь	0	0,21	1.17	1,51	1,38	1.30	0,84	0
Декабрь	0	0	0	0,04	0,17	0	0	0

Стройте и анализируйте график ежедневного прогресса. Рассчитайте фактические дневные суммы. Как и почему суточный ход прямого облучения в одной и той же точке различается в разные месяцы? В чем причина различий в дневных суммах?

7. Среднечасовые фактические суммы прямого излучения на перпендикулярную поверхность (МДж/м²) в июне:

Пункт	Интервал, часы							
	0-1	3-4	6-7	9-10	12-13	15-16	18-19	21-22
Минск	0,00	0,38	1.30	1,67	1,59	1.30	0,96	0,04
Одесса	0,00	0,00	1,42	2.09	2,05	1,84	0,92	0,00

Стройте и анализируйте график ежедневного прогресса. Рассчитайте фактическое ежедневное количество прямого излучения. Почему величины прямой радиации в июне различны в указанных пунктах?

8. Фактическое месячное количество прямой радиации на перпендикулярную поверхность на 60° северной широты:

Месяц	II	IV	VI	VIII	Икс	XII
S	112	394	606	450	137	31
c						
$\frac{мес}{м^2}$						

Построить и проанализировать график годового хода месячных сумм. Рассчитайте фактический годовой объем прямой радиации. Как и почему меняется график и количество для более северной (южной) точки при неизменной атмосфере?

9. Прямое излучение на перпендикулярную поверхность на высоте Солнца 34° составило 0,78 кВт/м². Рассчитайте прямое излучение на горизонтальную поверхность. Всегда ли сохраняются такие соотношения между этими величинами?

10. Рассчитайте прямое излучение на горизонтальную поверхность при высоте Солнца 36° и коэффициенте прозрачности 0,722. Как и почему изменится ответ при изменении одной из заданных величин?

11. Рассчитайте прямую радиацию на горизонтальную поверхность на 60° северной широты на истинном юге 21 июня и 22 декабря, если прямая радиация на перпендикулярной поверхности 21 июня была равна $0,70 \text{ кВт/м}^2$, а 22 декабря – $0,14 \text{ кВт. /м}^2$. Почему 22 декабря на перпендикулярную поверхность прямая радиация меньше, чем 21 июня? Во сколько раз изменился приход прямой радиации на перпендикулярную и горизонтальную поверхность 22 декабря по сравнению с ее приходом 21 июня? Почему их изменения различны?

12. Найти отношение величин прямой радиации на горизонтальную поверхность в точках 41 и 60° с.ш. ш. в полдень 7 мая, когда значения прямой радиации на перпендикулярную поверхность были на этих широтах одинаковыми. Почему значения прямого излучения на перпендикулярную поверхность в один и тот же момент на разных широтах могут быть одинаковыми, несмотря на разные высоты Солнца? Какое прямое излучение — на перпендикулярную или горизонтальную поверхность — больше зависит от высоты Солнца?

13. Рассчитайте реальное часовое количество прямого излучения на горизонтальную поверхность, если за это время средняя высота Солнца составляет 30° , а коэффициент ослабления = 0,25.

14. Высота Солнца и прямая радиация на перпендикулярную поверхность на северной широте 51° 13 июля 2017 г.:

Срок, ч	5	7	9	11	13	15	17	19
h	$7^\circ 30'$	$25^\circ 49'$	$43^\circ 23'$	$57^\circ 27'$	$59^\circ 15'$	$46^\circ 04'$	$27^\circ 38'$	$9^\circ 47'$
$S \text{ кВт/м}^2$	0,48	0,71	0,80	0,84	0,84	0,82	0,68	0,37

Рассчитать для каждого термина прямую радиацию S' на горизонтальную поверхность. Определить время восхода и захода солнца, построить и проанализировать графики суточного хода S и S' . Рассчитать действительные суммы этих величин. Как изменятся соотношения сумм в том же пункте в зимний день или 13 июля, но на других широтах?

Примечание. Анализ графика смотреть в задаче 4.

15. Средние действительные месячные суммы прямой радиации на перпендикулярную и горизонтальную поверхность в Полоцке:

Месяц	II	IV	VI	VIII	X	XII
S	112	394	594	450	137	31
<i>c</i> <i>мес</i>						

МДж/м ²						
<i>c</i> <i>мес</i>	26	184	341	228	40	3
МДж/м ²						

Построить и проанализировать график годового хода этих величин. Найти их годовые суммы. Рассчитать отношения (%) *мес мес с* для указанных месяцев. Построить и рассмотреть график его годового хода. На каких широтах и в какие месяцы, рассмотренные отношения приближаются к единице?

16. Действительные месячные суммы прямой радиации на горизонтальную поверхность (МДж / м²):

Станция	II	IV	VI	VIII	X	XII
Минск	13	163	301	167	25	0
Гомель	21	193	327	184	21	4

Построить и проанализировать график годового хода. Найти годовые суммы. На сколько % одна из них больше другой? Указать возможные причины различия в этих двух пунктах.

17. Средняя за месяц рассеянная радиация в одном из пунктов на северной широте 42° в июне:

Срок, ч	5	7	9	11	13	15	17	19
$D_{кВт/м^2}$	0,02	0,11	0,20	0,21	0,21	0,18	0,11	0,02

Допустим, что эти данные относятся к 15 июня и что поступление рассеянной радиации на земную поверхность начинается за один час до восхода солнца и приостанавливается через 1 час после его захода, построить и проанализировать график суточного хода D . Рассчитать среднюю для данного месяца суточную сумму. Какие факторы и как влияют на суточный ход D ? Как изменится суточная сумма при анализе зимнего месяца или более северного (южного) района?

Примечание. Анализ графика смотреть в задаче 4.

18. Средние за месяц суточные суммы рассеянной радиации (МДж/м²):

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
Витебск	2,34	7,08	8,50	5,86	2,47	0,50
Одесса	4,23	6,57	6,57	6,15	4,14	2,60

Построить кривые годового хода и указать возможные причины различий сумм рассеянной радиации.

19. Средние месячные суммы рассеянной радиации (МДж / м²):

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
Городок	38	247	310	234	63	0
Могилев	80	193	268	247	92	29
Брест	130	226	193	172	126	88

Построить и проанализировать график годового хода, сравнить с графиком задачи 18 и указать причины различий. Рассчитать годовые суммы.

20. Годовые суммы рассеянной радиации для Северного полушария:

Широта	80°	70°	60°	50°	40°
$\sum_{год} \text{МДж}/\text{м}^2$	1970	1670	1550	1630	2050

Построить и проанализировать график широтного изменения D.

21. В Гомельской области 7 июля 2017 г. получили путем наблюдения:

Срок, ч	7	9	11	13	15	17	19
S' кВт/м ²	0,17	0,50	0,70	0,70	0,52	0,27	0,03
D кВт/м ²	0,06	0,10	0,11	0,14	0,13	0,10	0,06

Рассчитать для каждого термина суммарную радиацию и процентное соотношение прямой и рассеянной радиации. Построить график дневного хода процентного соотношения этих двух величин.

Тема 4

Отражение и поглощение солнечной радиации действующим слоем

Коэффициент отражения солнечной радиации действующим слоем – альбедо - определяется отношениями

$$a \text{ б} \quad (18)$$

где $a \text{ б}$ – отраженная солнечная радиация – часть суммарной радиации (кВт / м²), Q – суммарная радиация (кВт/м²). Альбедо выражается в долях единицы с точностью до сотых, или в процентах. Часть суммарной радиации (кВт / м²), поглощенная действующим слоем, составляет

$$(19)$$

Эту величину называют еще остаточной солнечной радиацией или коротковолновым радиационным балансом и обозначают .

Задачи

1. Альбедо свежеспаханного влажного торфяника около 10%, а чистого снега около 90%. Если суммарная радиация на этих участках одинакова, то

какой участок поглощает больше и во сколько раз? Как влияет различие альбедо на количество поглощенной радиации? Как это сказывается на тепловом режиме различных участков действующего слоя и прилегающих к нему слоев атмосферы при одинаковом поступлении солнечной радиации?

2. Среднее значение альбедо (%) в Полоцке и в Барановичах:

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
Полоцк	58	17	17	18	19	47
Баранович и	71	28	18	19	22	69

Построить график и указать возможные причины различия годового хода альбедо в этих пунктах.

3. Среднее значение альбедо поверхности озера Нарочь летом:

	20	30	40	50	60
h_{\odot}					
A %	10	7	6	6	5

Построить график функции (h) и указать причину уменьшения альбедо озера при увеличении высоты Солнца.

4. Рассчитать количество солнечной радиации, поглощенной поверхностью снега, альбедо которого составляет 80 %, в настоящий полдень 20 февраля на 60° с. ш., если коэффициент ослабления s , равен 0,25, а рассеянная радиация составляет $0,07 \text{ кВт/м}^2$.

5. По данным одной из метеостанций (таблица 10) построить график и объяснить возможные причины годового хода альбедо. Рассчитать месячные и годовые суммы поглощенной и отбитой суммарной солнечной радиации, построить и проанализировать график годового хода месячных ее сумм (таблица 11). Чем объясняется изменение соотношения между поглощенной и отраженной солнечной радиацией в течение года?

Таблица 10 – Средние месячные значения альбедо (%)

№ п/п	Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
1	Верхоянск	84	77	18	20	69	73
2	Ашхабад	30	24	26	28	28	26
3	Игарка	79	84	15	20	71	83
4	Фергана	38	29	29	31	30	38
5	Архангельск	73	46	20	22	30	75
6	Ташкент	38	20	22	23	24	55
7	Якутск	83	60	17	18	49	79

8	Тбилиси	20	19	17	18	20	21
9	Санкт-Петербург	58	17	17	18	19	47
10	Рига	59	19	18	20	20	51
11	Махачкала	36	17	18	18	18	28
12	Омск	74	28	16	17	23	79
13	Владивосток	69	19	21	20	22	59
14	Смоленск	75	36	25	25	31	73
15	Минск	66	21	18	17	21	62
16	Кишинев	31	16	19	18	19	39
17	Киев	47	17	19	20	20	49

Таблица 11 - Месячные суммы прямой (S) и рассеянной (D) радиации на горизонтальную поверхность (МДж / м²)

№ п/п	Пункт	Σ, мес	II	IV	VI	VIII	X	XII
1	Верхоянск	<i>S'</i>	42	314	377	222	50	0
		<i>D</i>	33	176	293	209	59	0
2	Ашхабад	<i>S'</i>	155	251	519	553	301	67
		<i>D</i>	130	226	193	172	126	88
3	Игарка	<i>S'</i>	8	251	331	218	21	0
		<i>D</i>	38	247	310	234	63	0
4	Фергана	<i>S'</i>	138	335	582	553	255	42
		<i>D</i>	151	243	214	201	159	96
5	Архангельск	<i>S'</i>	8	163	276	197	17	0
		<i>D</i>	46	239	322	205	50	4
6	Ташкент	<i>S'</i>	138	331	107	557	260	63
		<i>D</i>	134	218	201	163	134	92
7	Якутск	<i>S'</i>	42	301	444	289	50	4
		<i>D</i>	63	234	260	205	92	13
8	Тбилиси	<i>S'</i>	134	172	465	461	214	71
		<i>D</i>	126	239	247	218	142	80
9	Санкт-Петербург	<i>S'</i>	13	163	301	167	25	0
		<i>D</i>	50	159	255	197	59	8
10	Рига	<i>S'</i>	25	201	352	218	42	17
		<i>D</i>	67	167	260	214	84	47
11	Махачкала	<i>S'</i>	54	234	444	406	184	33
		<i>D</i>	92	243	218	193	130	67
12	Омск	<i>S'</i>	67	318	410	268	63	17

		D	96	205	268	234	100	42
13	Владивосто к	S'	209	276	234	226	226	113
		D	109	218	251	230	117	84
14	Смоленск	S'	38	134	293	151	42	13
		D	80	193	268	247	92	29
15	Минск	S'	42	151	339	226	67	8
		D	80	226	285	230	88	29
16	Кишинев	S'	59	201	389	348	142	25
		D	113	234	293	230	121	59
17	Киев	S'	4	159	368	310	96	21
		D	96	226	285	226	113	46

Тема 5

Излучение активного слоя

Энергетическая светимость действующего слоя измеряется непосредственно или рассчитывается по формуле

з

(20)

где-коэффициент теплового излучения абсолютно черного тела; σ - постоянная Стефана-Больцмана. В СИ $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴), в практических единицах $\sigma = 0,81252 \cdot 10^{-10}$ кал/(см² · мин · К⁴), T – температура действующего слоя (К).

Значения для ряда типов действующей поверхности составляют:

Тип действующего слоя	ϵ	Тип действующего слоя	ϵ
Песок сухой	0,949	Торф сыры	0,983
Песок влажный	0,962	Трава густая	0,986
Почва сухая	0,954	Трава редкая	0,975
Почва влажная	0,968	Снег чистый	0,986
Торф сухой	0,970	Вода	0,960

Задачи

1. Средняя за год для всей планеты температура действующего слоя Земли составляет около 15°, а наиболее характерные экстремальные ее значения – около +50 и –50°. Считая излучение действующего слоя близким к излучению черного тела, имеющего такую же температуру, найти длины волн, на которые приходится наибольшая энергия при указанных температурах. Результаты

сравнить с ответами к задачам 1 и 2 в теме 1, объяснить причины отличия. Каким участкам длин волн соответствуют метеорологические термины "коротковолновая радиация" и "длинноволновая радиация"?

2. Если излучение Солнца и действующего слоя Земли близки к излучению черных тел с температурами соответственно 6000 К и 15°C, найти, во сколько раз энергетическая светимость действующего слоя Земли меньше, чем Солнца. Можно ли из полученного результата сделать вывод, что роль излучения действующего слоя в формировании теплового режима почвы, водоемов и атмосферы невелика?

3. Рассчитать энергетическую светимость действующего слоя сухого песка при температуре 15 °С. Результат сравнить с данными прямой радиации на горизонтальную поверхность при высоте Солнца 30° и коэффициенте прозрачности 0,7. Существенно ли отличаются эти величины? Может ли излучение действующего слоя преувеличивать поглощенную часть прямой или суммарной радиации?

4. Рассчитать энергетическую светимость действующего слоя обнаженной сухой почвы при температурах +40 и -40°C. Существенно ли изменяется излучение действующего слоя от лета к зиме? Изменится ли ответ с учетом того, что зимой почва может быть покрыта снегом?

5. Определить примерно радиационную температуру действующего слоя сухого торфа, если его энергетическая светимость составляет 0,49 кВт/м². Какое преимущество радиационного термометра перед другими устройствами для измерения температуры земной поверхности?

6. Энергетическая освещаемая поверхности влажного песка длинноволновой радиацией составляет 0,83 кВт / м². Какое количество длинноволновой радиации поглощается и какое отражается? Чем отличается отражение действующим слоем коротковолнового и длинноволнового излучения?

7. Среднегодовая температура действующего слоя в г. Минске в июле, когда почва занята редкой травой:

Время, часы	0 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
мин						
t°C	12,6	16,3	24,4	27,7	26,6	19,3

Рассчитать энергетическую светимость действующего слоя в каждый срок. Построить и проанализировать график суточного хода. Указать причину суточного изменения E_z . Рассчитать суточную сумму.

8. Многолетняя средняя месячная температура действующего слоя в Могилеве в 12 ч 30 мин:

Месяц	II	IV	VI	VIII	X	XII
t °C	-12,4	13,8	46,0	39,3	11,5	-7,7

Рассчитать среднюю за каждый указанный месяц энергетическую светимость действующего слоя, если в феврале и декабре поверхность занята снегом, а в остальные месяцы – редкой травой. Построить график годового хода E_3 . и указать возможные причины годового изменения этой величины.

9. Расчеты показали, что при отсутствии атмосферы среднее для всей Земли альbedo ее поверхности составило бы 2,3%. Какой могла бы быть средняя температура действующего слоя Земли? Известно, что в действительности она составляет около 15 °С, сделать вывод о характере влияния атмосферы на тепловое состояние действующего слоя.

Примечание. Необходимо исходить из радиационного равновесия планеты (поглощение солнечной радиации равно длинноволновому излучению). Средний коэффициент теплового излучения поверхности Земли считать равным 0,95.

Тема 6

Встречное излучение

Энергетическая освещенность действующего слоя встречным излучением E_A при ясном небе измеряется непосредственно или рассчитывается по формуле:

$$E_A = \sigma T_A^4 \left(1 - \frac{D}{G} \right) \quad (21)$$

где T_A – температура воздуха (К) на высоте 2 м над земной поверхностью, e – парциальное давление водяного пара (гПа) на той же высоте, D и G – постоянные, равные соответственно 0,61 и 0,05.

Поглощенная и отбитая действующим слоем части встречного излучения определяются путем расчета

$$P = \alpha \delta b \quad , \quad (22)$$

Задачи

1. Температура нижней стратосферы умеренных широт составляет около - 55 °С. Будем считать, что ее излучение близко к излучению черного тела с такой же яркостной температурой, найдем длину волны, имеющей наибольшую энергию. К какому спектру относится атмосферное излучение - к коротковолновому или длинноволновому излучению?

2. Рассчитать встречное излучение при ясном небе, температуре воздуха 20 °С и парциальном давлении водяного пара 9 гПа. Как и почему изменится ответ при увеличении (уменьшении) заданной температурой и влажности воздуха; при появлении облачности?

3. Рассчитать встречное излучение при ясном небе, температуре воздуха 30 °С и парциальном давлении водяного пара 16 гПа. Сравнить его с излучением сухого песка, поверхность которого имеет такую же температуру. Какая из двух сравнительных величин при обычных условиях будет

преобладать?

4. Многолетняя средняя месячная температура воздуха и парциальное давление водяного пара в Полоцке в июле:

Время, час, мин	0 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
°С	11,8	14,7	17,6	18,9	18,9	17,3
e гПа	13,6	14,3	14,1	13,9	13,9	14,2

Рассчитать встречное излучение для каждого термина. Построить и проанализировать график суточного хода E_A . Рассчитать его суточную сумму. Чем объясняются особенности суточного хода встречного излучения? Как он изменится в этом же пункте зимой или в этом же месяце, но в более южных широтах?

5. Многолетняя средняя месячная температура воздуха и парциальное давление водяного пара в Верхнедвинске в 12 ч 30 мин:

Месяц	II	IV	VI	VIII	X	XII
t °С	-15,2	8,0	24,6	24,0	8,4	-9,5
e гПа	1,7	6,3	11,0	12,5	7,2	2,9

Рассчитать среднее за каждый месяц встречное излучение. Построить и проанализировать график годового хода. Указать причины годового изменения E_A .

6. Температура действующего слоя редкой травы 30 °С, температура воздуха 20 °С, парциальное давление водяного пара 16 гПа, небо ясное. Рассчитать поглощенную часть встречного излучения, земное излучение и разность между ними. Что имеет значение - приход ли расход длинноволнового излучения в действующем слое в данном случае? Возможно ли обратное соотношение между ними? Как называется найденная разность? О каком соотношении двух первых величин свидетельствует ее знак? Часто ли наблюдаются такое соотношение?

Тема 7

Эффективное излучение и длинноволновый радиационный баланс

Эффективное излучение действующего слоя определяется соотношением

$$\varepsilon \quad \varepsilon \quad , \quad (23)$$

Эффективное излучение с отрицательным знаком представляет собой длинноволновый радиационный баланс (B_d):

$$D \quad \varepsilon \quad , \quad (24)$$

При замене E_A и E_3 составными, входящими в формулы 20 и 21 получится

полная формула для расчета эффективного излучения действующего слоя

$$(25)$$

Если принять $T_0 = T_A$, получим приближенную формулу:

$$(26) \text{ Результат, полученный по формуле (26),}$$

можно привести к точному значению при помощи поправки, рассчитанной по формуле (25)

$$(27)$$

Эффективное излучение при наличии облачности характеризуется соотношением

$$(28)$$

где $E_{э,я}$ - эффективное излучение при ясном небе, n - количество облаков в баллах, C – эмпирический облачный коэффициент ($C=0,5-0,82$; $C_{сяр} = 0,76$). Фактически он отличается для облаков разных ярусов. Поэтому более точными являются соотношение

$$(29)$$

где $n_н$, $n_с$ и $n_в$ – количество облаков, нижнего, среднего и верхнего ярусов в баллах; $C_н=0,076$; $C_с=0,052$ и $C_в=0,022$ соответствующие облачные коэффициенты. Мгновенные (секундные) значения $E_э$ и $B_д$ выражаются в тех же единицах, что и потоки коротковолновой радиации, в МДж/м²: временные и суточные с точностью до сотых, месячные – до единиц, годовые – до десятков.

Задачи

1. Рассчитать при ясном небе излучение действующего слоя, температура которого 20 °С, встречное излучение при температуре воздуха 15 °С и парциальном давлении водяного пара 9 гПа; поглощенную часть встречного излучения, эффективное излучение и длинноволновый радиационный баланс. Какой смысл полученных знаков двух последних величин? Нагревание или охлаждение действующего слоя происходит в данном случае за счет длинноволновой радиации?

2. Рассчитать по полной и по приближенным формулам эффективное излучения действующего слоя, температура которого 55 °С, $\epsilon=0,95$, если температура воздуха 25 °С, парциальное давление водяного пара 25 гПа, небо ясное. В приближенный ответ внести поправку, после чего сравнить его с результатом расчета по полной формуле. Может ли введение поправки значительно изменить результат расчета по приближенной формуле? Почему в данном случае поправка значительно превышает значение $E_э$?

3. Каким будет эффективное излучение действующего слоя, составляющего при ясном небе 0,25 кВт/м², если половину неба будет покрыто облаками верхнего, среднего и нижнего яруса? Как влияет облачность на эффективное излучение? Почему облака разных ярусов неодинаково уменьшают эффективное излучение?

4. Рассчитать эффективное излучение действующего слоя чистого снега, температура которого -60 °С, если температура воздуха -5 °С, парциальное

давление водяного пара 4 гПа и наблюдается 4 балла облаков среднего и 5 баллов облаков нижнего яруса.

5. В холодный период коэффициент C_n на северной широте 60° составляет 0,09, а на широтах $50-40^\circ$ – 0,082. В каком из этих широтных поясов эффективное излучение зимой сильнее уменьшается за счет наличия облаков и на сколько процентов по сравнению со значением при ясном небе, когда небо полностью покрыто облаками нижнего яруса? Результаты объяснить.

6. Многолетние фактические средние значения эффективного излучения действующего слоя в Лиде в июле:

Время, час, мин	0 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
E , кВт/м ²	0,04	0,07	0,08	0,08	0,08	0,06

Построить и проанализировать график суточного хода E_ε . Рассчитать суточную сумму. Чем объясняется суточный ход E_ε ? Слабо или четко он выглядит на графике в данном случае? Каким будет суточный ход в зимние месяцы? Как он изменяется на станциях, расположенных в более южных или в более северных широтах?

Примечание. Значение E_c в 0 ч 30 мин использовать дважды – в начале и в конце суток.

7. Месячные суммы эффективного излучения действующего слоя (МДж/м²):

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
Гродно	88	130	188	138	80	42
Магилев	180	188	285	247	130	92

Построить и проанализировать график годового хода этих сумм. Рассчитать годовые суммы эффективного излучения и указать причины их различий.

Тема 8

Радиационный баланс действующего слоя

Радиационный баланс действующего слоя, который также называется остаточным излучением, характеризуется следующими соотношением

$$\varepsilon \quad (30)$$

Мгновенные значения радиационного баланса действующего слоя и его суммы выражаются в тех же единицах и с таким же округлением, как и все отдельные потоки радиации, в МДж/м²: временные и суточные с точностью до сотых, месячные – до единиц, годовые – до десятков.

Задачи

1. Рассчитать радиационный баланс действующего слоя, если поглощенная часть прямой радиации на горизонтальную поверхность

составляет $0,35 \text{ кВт/м}^2$, рассеянной радиации $0,08 \text{ кВт/м}^2$, встречное излучение $0,3 \text{ кВт/м}^2$, а земное излучение равно $0,4 \text{ кВт/м}^2$. О чем свидетельствует знак ответа? Для какого времени суток или года характерны, если исходные данные относятся к умеренным широтам?

2. Найти радиационный баланс действующего слоя, когда поглощенная часть коротковолновой радиации равно $0,03 \text{ кВт/м}^2$, а эффективное излучение $0,08 \text{ кВт/м}^2$. Какой смысл имеет знак ответа? К какому времени суток или году относятся исходные данные, которые получены в умеренных широтах при безоблачном небе?

3. Рассчитать радиационный баланс действующего слоя, если коротковолновый радиационный баланс равен $0,38 \text{ кВт/м}^2$, а длинноволновый - $0,1 \text{ кВт/м}^2$. Может ли B_k равняться нулю или быть отрицательным? Как изменится ответ при том же B_d ? Может ли B_d равняться нулю или быть положительным? Какие бывают обычные соотношения между радиационным балансом действующего слоя, коротковолновым и длинноволновым балансом в умеренных широтах днём и ночью?

4. Рассчитать радиационный баланс действующего слоя сухого песка, если суммарная радиация равно $0,84 \text{ кВт/м}^2$, альбедо 20 %, температура поверхности $45 \text{ }^\circ\text{C}$, температура воздуха $27 \text{ }^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара 16 гПа и наблюдается 2 балла облаков нижнего яруса.

5. Рассчитать радиационный баланс действующего слоя чистого снега, если суммарная радиация равно $0,14 \text{ кВт/м}^2$, а альбедо 90 %, температура поверхности и воздуха $-30 \text{ }^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара 0,25 гПа, небо ясное. Может ли радиационный баланс действующего слоя быть отрицательным при наличии прямой и рассеянной радиации? Может ли он быть положительным, если прямая и рассеянная радиация отсутствует?

6. Рассчитать радиационный баланс B действующего слоя моря и соседнего с ним сухого песчаного пляжа, если прямая радиация на обе поверхности равно $0,56 \text{ кВт/м}^2$, рассеянная радиация $0,14 \text{ кВт/м}^2$, альбедо песка 30%, альбедо моря 10%, температура действующего слоя песка и моря соответственно 50 и $25 \text{ }^\circ\text{C}$, температура воздуха над обеими поверхностями $30 \text{ }^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара над песком и над морем соответственно 16 и 25 гПа, небо ясное. Как и почему различаются значения радиационного баланса суши и водоемов при одинаковом поступлении к ним солнечной радиации? Высказать мнения о различиях радиационного баланса между сухой и влажной почвой, пустыней и оазисом при одинаковом поступлении солнечной радиации.

7. Рассчитать радиационный баланс действующего слоя суши на 60° с. ш. при безоблачном небе 13 июля 2017 г.:

Время, ч	1	3	5	7	9	11
$B_{\text{кВт/м}^2}$	-0,04	-0,04	0,06	0,20	0,34	0,43

Время, ч	13	15	17	19	21	23
Вт/м ²	0,44	0,41	0,19	-0,04	-0,06	-0,06

Построить и проанализировать график суточного хода. Указать характер изменения B , экстремальные значения, сроки их наступления, амплитуду колебаний, продолжительность интервалов с положительными и отрицательными значениями, сроки перехода через ноль. Вычислить сумму радиационного баланса за интервал от 1 до 23 ч.

8. Средние месячные значения радиационного баланса действующего слоя в Минске в 2017 г. (кВт/м²):

Месяц	Время, час, мин					
	0 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
январь	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,02
июль	-0,04	0,10	0,31	0,33	0,25	0,03

Построить и проанализировать график суточного хода радиационного баланса на одной и той же станции зимой и летом. Указать возможные причины различий. Рассчитать суточные суммы B .

Примечание. Значения B в 0.30 использовать два раза-в начале и в конце суток.

9. Средние месячные значения радиационного баланса действующего слоя в июле 2017 г. (кВт/м²):

10.

Пункт	Время, час, мин					
	0 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
Расон	-0,03	0,12	0,24	0,25	0,19	0,06
Петриков	-0,06	0,14	0,47	0,54	0,30	-0,01

Построить и проанализировать график суточного хода B в один и тот же летний месяц на двух станциях, различающихся по широте и физико-географических условиях. Указать возможные причины различий. Рассчитать суточные суммы.

11. Месячные суммы радиационного баланса действующего слоя в 2017 г. (МДж / м²):

Пункт	II	IV	VI	VIII	X	XII
Гарадо к	-17	0	360	218	-29	-33
Брест	29	201	356	276	75	-33

Построить и проанализировать график годового хода радиационного

баланса за один и тот же год на двух станциях, различающихся по широте и физико-географическим условиям. Указать возможные причины различий. Рассчитать годовые суммы.

12. В июле 1985 г. Микроклиматическая экспедиция географического факультета БГУ проводила наблюдения за элементами радиационного баланса на юге Беларуси на северной широте 51°. Были получены следующие значения ($A, \%$, B , кВт/м²):

Элемент	Время, час, мин										
	0 30	4 30	6 30	8 30	10 30	12 30	14 30	16 30	18 30	20 30	0 30
S'	0,00	0,00	0,17	0,51	0,77	0,84	0,70	0,38	0,06	0,00	0,00
D	0,00	0,00	0,08	0,13	0,11	0,12	0,10	0,08	0,04	0,00	0,00
A	–	–	0,31	0,27	0,27	0,25	0,27	0,28	0,33	–	–
E_z	0,45	0,43	0,42	0,46	0,53	0,58	0,57	0,52	0,52	0,49	0,45
εE_A	0,39	0,38	0,33	0,33	0,33	0,32	0,37	0,40	0,41	0,42	0,39

Рассчитать для каждого срока суммарную и поглощенную радиацию, длинноволновый радиационный баланс и радиационный баланс действующего слоя. Построить, проанализировать и описать график суточного хода прямой радиации на горизонтальную поверхность, рассеянной радиации, суммарной и поглощенной коротковолновой радиации, длинноволнового радиационного баланса и радиационного баланса действующего слоя. Рассчитать суточные суммы радиационного баланса и указанных его элементов.

Примечание. 1. При определении моментов восхода и захода Солнца примем, что данные относятся к 15 июля. 2. Будем считать, что поступление рассеянной радиации начинается за 1 ч до восхода солнца и приостанавливается через 1 ч после его захода.

Тема 9

Радиационный баланс атмосферы и системы действующий слой – атмосфера

Радиационный баланс атмосферы выражается соотношением

$$\varepsilon E_3 = Q_{\text{п}} \quad (31)$$

где E_3 – эффективное излучение действующего слоя; $Q_{\text{п}}$ - суммарная радиация, поглощенная вертикальным столбцом атмосферы определенного сечения и распространяющаяся от действующего слоя до верхней границы атмосферы; – длинноволновое излучение действующего слоя и атмосферы, выходящее через

верхнюю границу вертикального столбца атмосферы в космос (отступающее излучение).

Радиационный баланс системы действующий слой-атмосфера, т. е. полностью всей Земли как планеты можно записать в виде

$$z \quad n \quad (31)$$

(смысл всех обозначений данной формулы приводится выше).

Задачи

1. Среднее альbedo системы действующий слой-атмосфера составляет 36 %. По крайней мере на долю атмосферы приходится 33% солнечной радиации, поглощенной этой системой. Известно, что в течение года на верхнюю границу атмосферы от Солнца поступает величина энергии, равная 10880 МДж/м^2 , рассчитывающая годовые суммы солнечной радиации, поглощенной атмосферой и действующим слоем. Какую роль играет атмосфера в поглощении солнечной радиации по сравнению с действующим слоем? Какой процесс ослабленной солнечной радиации преобладает в атмосфере-поглощение или рассеяние?

2. Средняя годовая сумма эффективного излучения действующего слоя составляет 1670 МДж/м^2 , а отступающее излучение 7030 МДж / м^2 . Рассчитать годовую сумму длинноволнового радиационного баланса атмосферы. Какой смысл полученного знака (+, -) этой величины? Сравнить результат с ответом к предыдущей задаче и сделать вывод, вытекающий из знака радиационного баланса атмосферы?

3. Используя ответы к задачам 1 и 2, рассчитать годовую сумму радиационного баланса атмосферы. Результат проверить с помощью уравнения (31). Что означает знак полученного ответа? Почему не наблюдается монотонное изменение средней температуры атмосферы от года к году? Как соотносится найденный результат с законом сохранения энергии?

4. Распределение средних многолетних сумм радиационного баланса атмосферы по широте φ° .

φ° ш.	70–60	50–40	30–20	10–0	0–10	20–30	40–50
	с.				ю.		
год $B_a \text{ МДж/м}^2$	-2930	-2510	-3430	-3180	-3100	-3100	-2680

Построить и проанализировать график Широтной зависимости ΣB_a .

Насколько значительна межширотная изменчивость данной величины?

5. По результатам спутниковых измерений установлено, что фактическое альbedo системы действующий слой-атмосфера составляет 29 %. Известно, что приток энергии солнечной радиации на верхней границе атмосферы равен 10880 МДж/м^2 , рассчитывает годовую сумму солнечной радиации, отраженной землей, как планетой в окружающее пространство. Рассчитать баланс солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

6. Средняя многолетняя сумма солнечной радиации, поглощаемой

действующим слоем, состоит 4670 МДж/м^2 , а эффективного излучения – 1670 МДж/м^2 . Рассчитать среднюю многолетнюю сумму радиационного баланса действующего слоя. Какой смысл знака ответа? Почему не происходит монотонного изменения температуры действующего слоя от года к году? Как соотносится полученный результат с законом сохранения энергии?

7. Средняя многолетняя сумма отступающего излучения составляет 7030 МДж/м^2 . Использовать ответы к задаче 1, найти годовую сумму радиационного баланса системы действующий слой – атмосфера. Преобладает ли в среднем многолетний приход лучевой энергии к Земле из окружающего пространства над отходящим излучением или наоборот? Сохранится ли полученный результат только в среднем значении или он проявляется в отдельные годы и в отдельных пунктах.

8. Распределение по широте φ средних многолетних сумм радиационного баланса системы действующий слой-атмосфера:

$\varphi^\circ \text{с.ш.}$	70–60	60–50	50–40	40–30	30–20	20–10	10–0
	0	0	0	0	0	0	0
$_{год} B_z$ МДж/м^2	-205	-126	-500	170	590	960	1210
	0	0					

$\varphi^\circ \text{ю.ш.}$	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60
	1300	1170	840	380	-300	-1210
$_{год} B_z$ МДж/м^2						

Построить и проанализировать график Широтной зависимости $_{год} B_z$. в каком широтном поясе данная величина положительна и в каких областях Земли она отрицательна? К каким атмосферным процессам приводит наличие поясов с положительными и отрицательными суммами данной величины?

Тема 10

Оптические характеристики атмосферы

Оптический диапазон электромагнитных волн включает: ультрафиолетовое излучение (от 1 до $380\text{--}400 \text{ нм}$), видимое излучение (от $380\text{--}400$ до $760\text{--}780 \text{ нм}$) и инфракрасное излучение (от $760\text{--}780 \text{ нм}$ до 1 мм).

Ослабление монохроматического солнечного излучения I_λ , который проходит через атмосферу, подчиняется закону Буге:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda m} \quad (33)$$

Где $I_{0\lambda}$ – поток монохроматического излучения на верхней границе атмосферы,

m - оптическая масса атмосферы, $\lambda\eta$ – оптическая мощность или оптическая плотность атмосферы (безразмерная величина):

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \alpha_\lambda h dh. \quad (34)$$

α_λ – линейный (объемный) коэффициент затухания (m^{-1} или km^{-1}).

Коэффициент представляет собой сумму нескольких составляющих:

$$\alpha_\lambda = \sigma_{\lambda m} + \sigma_{\lambda a} + \alpha_{\lambda az} + \alpha_{\lambda в.п}, \quad (35)$$

$\sigma_{\lambda m}$ и $\sigma_{\lambda a}$ – объемные коэффициенты молекулярного и аэрозольного рассеяния соответственно

$\alpha_{\lambda в.п}$ и $\alpha_{\lambda аз}$ – объемные коэффициенты, характеризующие поглощение озоном и парами воды.

Оптическая сила атмосферы также является суммой нескольких составляющих:

$$\tau_\lambda = \tau_{\lambda m} + \tau_{\lambda a} + \tau_{\lambda аз} + \tau_{\lambda в.п} \quad (36)$$

где $\tau_{\lambda m}$ – оптическая сила молекулярной атмосферы,

$\tau_{\lambda a}$ – оптическая сила аэрозольной атмосферы;

$\tau_{\lambda аз}$ – оптическая сила атмосферы озона,

$\tau_{\lambda в.п}$ – оптическая сила атмосферы водяного пара.

Коэффициент прозрачности определяется как производная от:

$$P_\lambda = P_{\lambda m} P_{\lambda a} P_{\lambda аз} P_{\lambda в.п}, \quad (37)$$

где $P_{\lambda m}, P_{\lambda a}, P_{\lambda аз}, P_{\lambda в.п}$ – коэффициенты прозрачности молекулярной, аэрозольной, озоновой атмосферы и атмосферы водяного пара соответственно.

Величина P_λ связано с коэффициентом прозрачности атмосферы P_λ отношением:

$$P_\lambda = e^{-\tau_\lambda} \quad (38)$$

Для монохроматического солнечного излучения принято обозначение S_λ и $S_{0\lambda}$.

Спектральный коэффициент направленного пропускания атмосферы определяется из соотношения:

$$q_\lambda = I_\lambda / I_{0\lambda} = P_\lambda^m.$$

(39)

Энергетические затраты (%) направленного потока, который прошел m массу атмосферы составляют:

$$1 - q_\lambda \cdot 100 = 1 - P_\lambda^m \cdot 100 \quad ; (40)$$

P_λ и q_λ - безразмерные величины, причем не менее $0 \leq P_\lambda \leq 1$; $0 \leq q_\lambda \leq 1$.

Для горизонтального потока излучения, прошедшего слой атмосферы длиной l , в силу того, что плотность воздуха вдоль направления распространения остается постоянной, $\rho(l) = \rho = \text{const}$, формулы (1) – (3) будут принимать следующий вид:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda} = I_{0\lambda} P_\lambda^l \quad (41)$$

$$\tau_\lambda = \alpha_\lambda l \quad (42)$$

$$P_\lambda = e^{-\alpha_\lambda l} = 10^{-a_\lambda} \quad (43)$$

Коэффициенты прозрачности за счет молекулярного и аэрозольного рассеяния рассчитываются по формулам

$$P_{\lambda m} = e^{-\sigma_{\lambda m}} \quad (44)$$

$$P_{\lambda a} = e^{-\sigma_{\lambda a}} \quad (45)$$

Спектральный коэффициент направленного пропускания и потери энергии (%) потока, прошедшего через слой длиной l , составляют:

$$q_\lambda = 1 - P_\lambda^l = 1 - e^{-\tau_\lambda} = P_\lambda^l \quad (46)$$

$$1 - p_\lambda^l = 100 \quad (47)$$

Формулы 5 и 6 можно использовать для горизонтальных потоков излучения. Коэффициенты прозрачности рассчитываются для единицы пути (на 1 км) горизонтального луча в соответствии с единицами измерения $\zeta_{\lambda m}$ и $\zeta_{\lambda a}$.

Ослабление интегрального потока прямого солнечного излучения S , достигшего поверхности Земли, рассчитывается по формуле (8).

Общее ослабление солнечного излучения $\Delta S_{\text{агл}}$, когда через него проходят

оптические массы атмосферы, обусловлено молекулярным рассеянием ΔS_M , аэрозольным ослаблением (рассеянием) ΔS_a и поглощением водяным паром

$$\Delta S_{\text{агл}} = \Delta S_M + \Delta S_a + \Delta S_{\text{в. п.}}, \quad (48)$$

$$\Delta S_{\text{агл}} = S_0 - S_H, \quad (49)$$

где S_H – прямое излучение у поверхности Земли. Величина ΔS_M рассчитывается исходя из того, что при $m=2$ она равна $0,25 \text{ кВт/м}^2$; $\Delta S_{\text{в. п.}}$ определяется по эмпирическим формулам:

$$\begin{aligned} \Delta S_{\text{в.п}} &= 0,166 m \omega_{\infty}^{0,43} \text{ при } m \omega_{\infty} = 0,005 \text{ - } 1 \text{ см} \\ \Delta S_{\text{в.п}} &= 0,141 m \omega_{\infty}^{0,36} \text{ при } m \omega_{\infty} = 0,1 \text{ - } 0,4 \text{ см} \\ \Delta S_{\text{в.п}} &= 0,129 m \omega_{\infty}^{0,27} \text{ при } m \omega_{\infty} = 0,4 \text{ - } 10 \text{ см} \end{aligned} \quad (50)$$

где ω - содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения в сантиметрах слоя осажденной воды.

На основании формулы (50) строится график зависимости $\Delta S_{\text{в.п.}}$ от $m\omega$ Который облегчает расчеты (рис. 24).

Аэрозольное ослабление рассчитывается по формуле (48) как остаточный член:

$$\Delta S_a = \Delta S_{\text{агл}} - \Delta S_M - \Delta S_{\text{в.п.}}. \quad (51)$$

Закон Буге для расчета ослабления потоков солнечного света в атмосфере записывается по аналогии с формулой (8) в главе II

$$E_{\perp} = E_0 P^m, \text{ и } E_{\perp} = E_0 P_i^{Tm}, \quad (52)$$

$$E_{\text{гап}} = E_0 P^m \sin h_{\odot}, \text{ и } E_{\text{гап}} = E_0 P_i^{Tm} \sin h_{\odot}, \quad (53)$$

Здесь E_{\perp} и $E_{\text{гап}}$ – освещенность, создаваемая прямым солнечным

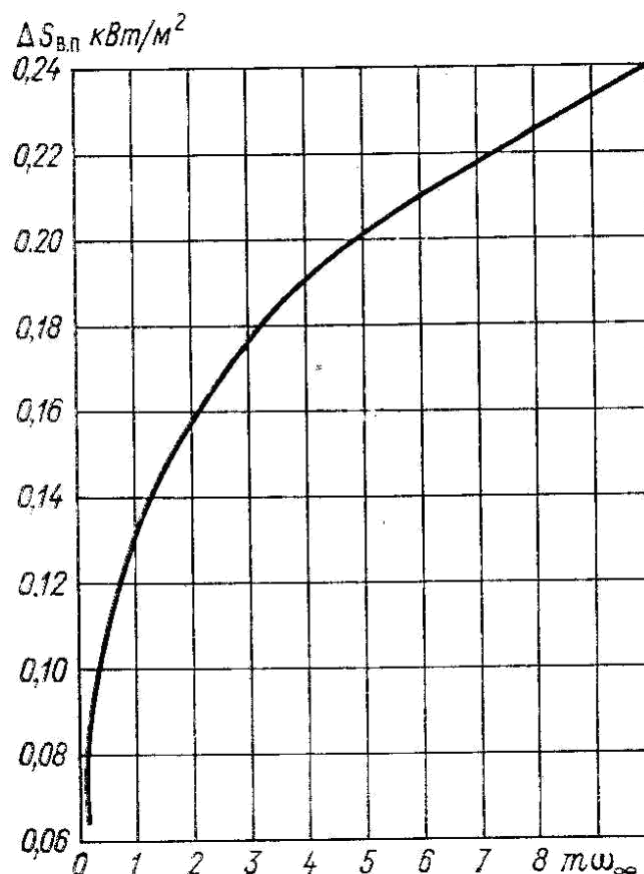


Рисунок 24 – Зависимость интенсивности солнечной радиации, поглощаемой водяным паром ($\Delta S_{в.п.}$), от содержания водяного пара в единице столба атмосферы $m\omega_\infty$ (в сантиметрах слоя конденсированной воды) (по С.В. Зверовой)

излучением на поверхности Земли соответственно на площадке, перпендикулярной солнечным лучам, и на горизонтальной площадке; E_0 – солнечная постоянная (135 000 лк), P – интегральный световой коэффициент прозрачности, T – коэффициент мутности, h_Θ – высота Солнца, P_i – интегральный коэффициент прозрачности идеальной атмосферы:

m	1	2	3	4	5	6	8	10
P_i	0,907	0,921	0,928	0,934	0,939	0,943	0,949	0,954

Согласно исследованиям Е.А. Полякова и О.Д. Бартеновой коэффициент прозрачности интегрального солнечного потока P_a (актинометрический) связан с коэффициентом прозрачности световых потоков P_s уравнением регрессии

$$P_c = 1,09P_a - 0,11 \quad (54)$$

Коэффициент направленной передачи равен

$$q_\lambda = \frac{E_\perp}{E_0} = \frac{E_{\text{гир}}}{E_0 \sin h_\odot} = P^m. \quad (55)$$

$C_p = RT_i$, то

$$T = \log P - \log P_i \quad (56)$$

Кроме того

$$T = 1 + W + R \quad (57)$$

где W – влажная мутность, R – остаточная мутность

$$R = \sigma_a - \sigma_m \quad (58)$$

Если $R > 1$, то $\zeta_a > \zeta_m$, т.е. преобладает аэрозольное затухание.

Если $R < 1$, то $\zeta_a < \zeta_m$, т.е. преобладает молекулярная релаксация.

Информацию о естественной освещенности в любой точке, где не проводятся измерения освещенности, можно получить путем пересчета результатов актинометрических измерений в этой точке с использованием светового эквивалента излучения.

Световым эквивалентом K -излучения называют отношение освещенности к одновременным измерениям энергетической освещенности. Численные значения K приведены в таблице 12.

**Таблица 12 – Световой эквивалент солнечной радиации
K (10³ лк/кВт·м⁻²) в зависимости от высоты Солнца и облаков**

Радиация	облачность, точк и	час			
		30	40	50	60
Прямой	0–3 (°)	89±4	94±4	98±4	100±4
Общий	0–6 (°); 1–10 (°)	97±6	100±4	101±4	102±4
Разбросанн ый	0–6 (°)	–	117±17	–	–
Разбросанн ый	3–10 (°); 7–10 (Ж)	–	103±10	–	–

(общий)					
---------	--	--	--	--	--

Задачи

1. Рассчитайте освещенность горизонтальной поверхности Земли и коэффициент пропускания атмосферы на высоте Солнца $19,3^\circ$, если коэффициент прозрачности атмосферы равен 0,71. Воспользуйтесь приложением 2.

2. Используйте данные из задачи 1 и рассчитайте коэффициент мутности и остаточную мутность, а также определите, какое затухание -молекулярное или аэрозольное - будет преобладать, если свободная мутность в точке наблюдения была 0,9.

3. В безоблачный день прямая солнечная радиация, полученная при массах атмосферы 2, 3, 4 и 5 составляла соответственно 0,82; 0,68; 0,59 и 0,54 кВт/м². Рассчитайте при данных массах атмосферы: а) освещенность участка на Земле перпендикулярно солнечным лучам. Используйте световой эквивалент солнечного излучения К из таблицы 4; б) освещенность горизонтальной поверхности Земли; в) коэффициенты прозрачности для светового потока; г) коэффициенты передачи; какая часть (%) светового солнечного потока сохраняется отдельно: только первая, только вторая, только третья, только четвертая, только пятая массы атмосферы? Воспользуйтесь приложением 2.

Ответьте на вопросы: 1) почему каждая последующая масса атмосферы ослабляет (задерживает) меньшую долю светового потока по сравнению с предыдущей, а коэффициент прозрачности увеличивается с увеличением числа пройденных масс? 2) Соответствуют ли эти изменения непрозрачности реальным изменениям мутности атмосферы? 3) Можно ли было бы наблюдать это явление, если бы измерения проводились с монохроматическими потоками солнечной радиации?

4. С поправкой на массу атмосферы среднегодовые значения прямой солнечной радиации в Гомеле, Витебске и на дрейфовых арктических станциях (ПП-4, ПП-5, ПП-6 и ПП-7) были равны: 0,84, 0,87 и 0,80 кВт/м²; среднегодовое содержание водяного пара в единице столба атмосферы в этих точках, по данным радиозондов, составляло 1,85, 1,45 и 1,10 см. Примем солнечную постоянную равной 1,38 кВт/м², а ослабление солнечного излучения за счет молекулярного рассеяния (при $m=2$) составляет 0,25 кВт/м², рассчитывается в кВт/м² и в процентах от общего ослабления: полное ослабление солнечного излучения, затухание за счет молекулярного рассеяния и за счет поглощения паров, а также как аэрозольное ослабление на этих станциях. Почему в Гомеле больше ослабления пара, чем в Витебске и на дрейфующих станциях? Почему аэрозольное затухание играет такую большую роль на дрейфующих станциях? Что такое аэрозоль на дрейфующих

станциях?

5. Решите задачу 4 для станций в Антарктиде, где среднегодовые значения прямой солнечной радиации, приведенные к массе 2, и содержание выделяющегося пара по измерениям за период 1956–1958 гг. были равны: на ст. Мирная $0,93 \text{ кВт/м}^2$ и $0,35 \text{ см}$, на станции Оазис $1,03 \text{ кВт/м}^2$ и $0,20 \text{ см}$ и на станции Пионерская $0,91 \text{ кВт/м}^2$ и $0,06 \text{ см}$. Пионерская расположена на склоне Антарктического плато на высоте 2700 м над уровнем моря и характеризуется сильными попутными ветрами, поднимающими в воздух большое количество снежной пыли. Почему на станции Пионерская небольшое поглощение паров и сильное ослабление аэрозолей? Что представляют собой аэрозоли на станции Пионерская? Сравните полученные результаты с ответами на предыдущую задачу 4 и объясните их отличие.

6. После извержения вулкана Агунг на о. Бали (Индонезия) в марте 1963 г. на всех антарктических станциях в конце марта и в апреле, когда облака вулканической пыли и пепла поступали в Антарктиду с воздушными массами, потоки прямой солнечной радиации резко уменьшались. Абсолютные минимумы коэффициентов прозрачности при $m = 2$ составили $0,615$ на ст. Восток, $0,703$ на ст. Мирный и $0,700$ процента на станции Новалазаровская в антарктическом оазисе. Рассчитайте в кВт/м^2 и в процентах от общего ослабления аэрозольное ослабление за счет вулканического пепла и пыли на этих станциях при содержании водяного пара $0,034 \text{ см}$ на ст. Восток; $0,125 \text{ см}$ на ст. Мирный и $0,297 \text{ см}$ на станции Новалазаровская. Сравните полученные ответы с аэрозольным ослаблением на этих станциях перед извержением вулкана (см. ответ на задачу 5).

7. Среднемесячные потоки прямой солнечной радиации, приведенные к $m=2$, при нормальном давлении составило: в Витебске в августе $0,82 \text{ кВт/м}^2$, на ст. Мирный в январе $0,92 \text{ кВт/м}^2$, на ст. Оазис в феврале $1,01 \text{ кВт/м}^2$, на ст. Пионерская в ноябре $0,91 \text{ кВт/м}^2$. Рассчитать коэффициенты прозрачности для интегрального солнечного потока R_a ; коэффициенты прозрачности световых солнечных потоков R_s ; на сколько процентов рассчитаны R_a и R_s , если принять значения R_s за 100%? Почему по всем пунктам, т.е. при разных условиях атмосферной мутности оказалось, что $R_s < R_a$? Объясните причину этого.

Тема 11

Основные фотометрические (световые) величины и единицы их измерения

Мощностью света определенного источника называется поток излучения, распространяемый этим источником в единицу времени на единицу угла наклона тела, который оценивается по зрительному восприятию. Единицей силы света является кандела (кд).

Световой поток Φ или $d\Phi$ - это световая энергия, распределяемая источником света на телесный угол $d\omega$ в единицу времени и количественно

равна производной световой мощности источника для этого телесного угла (рис. 25):

$$d\Phi = I d\omega. \quad (59)$$

Люмен (лм) — единица светового потока.

Полный световой поток Φ , распространяемый изотропным источником со световой силой I во все стороны, равен

$$\Phi = 4\pi I \quad (60)$$

так как телесный угол $\omega = 4\pi$ ср.

Световой поток можно выразить через поток излучения $f(\lambda)$ с помощью функции видимости $V(\lambda)$ (рис. 26):

$$\Phi = K \int_{0,38}^{0,78} f_{\lambda} V_{\lambda} d\lambda \quad (61)$$

где K — светоотдача потока излучения, равная 621 лм/Вт для $\lambda = 0,556$ мкм. Человеческий глаз наиболее чувствителен к этой длине волны (желто-зеленые лучи). Коэффициент видимости $V(\lambda)$ для этих лучей равен единице.

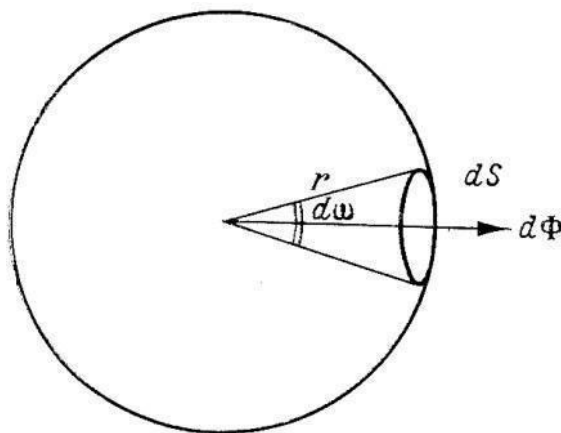


Рисунок 25 – Определение светового потока

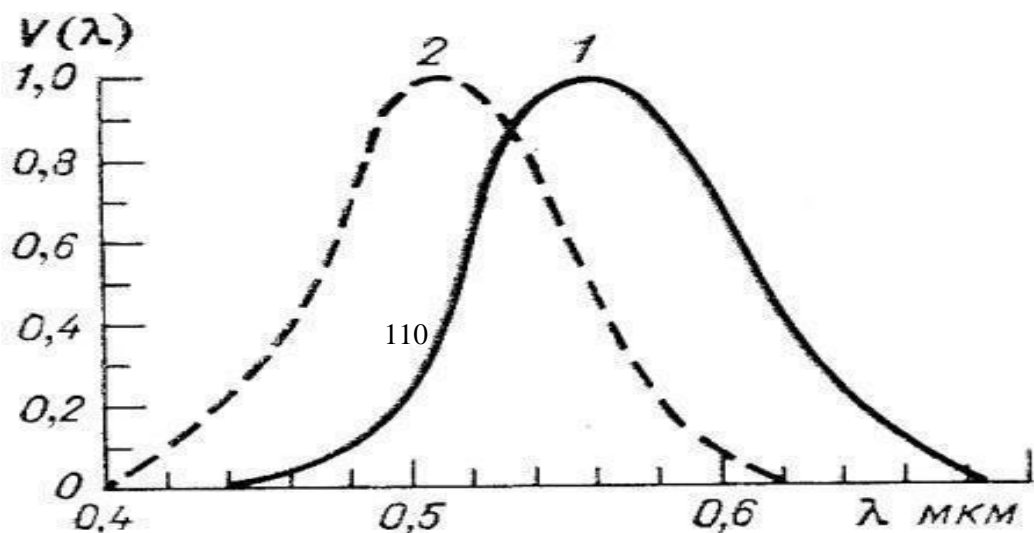


Рисунок 26 – Кривая видимости 1 – дневное зрение; 2 – зрение в сумерках

Световой поток представляет собой сумму потоков монохроматического излучения, умноженную на соответствующие коэффициенты видимости.

Яркостью V_θ элемента, светящегося в определенном направлении θ (рис. 4), называется мощность света, распространяющегося в этом направлении от единицы видимости поверхности:

$$B_\theta = \frac{d\Phi}{dS \cos \theta d\omega} \quad (62)$$

где $dS \cos \theta$ — видимая поверхность светящегося элемента. Выразим $d\Phi/d\omega$ через I , получим

$$B_\theta = \frac{I}{dS \cos \theta}. \quad (63)$$

Единицей яркости является кандела на квадратный метр ($\text{кд}/\text{м}^2$).

Светимостью R называется полный световой поток dF , который распространяется светящимся элементом dS во все стороны от единицы поверхности (рис. 27):

$$R = d\Phi \cdot dS. \quad (64)$$

Единицей яркости является люмен на квадратный метр ($\text{лм}/\text{м}^2$).

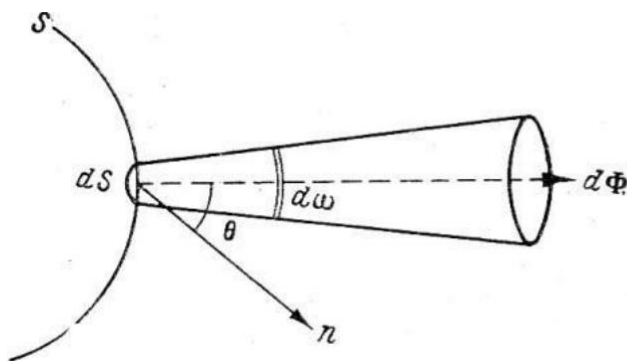


Рисунок 27 – Определение яркости

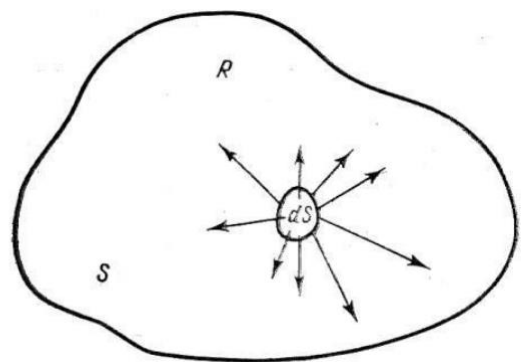


Рисунок 28 – Определение светимости

Освещенностью E поверхности называется полный световой поток $d\Phi$, который приходит на единицу площади dS (рис. 29):

$$E = d\Phi / dS. \quad (65)$$

Единицей освещенности является люкс (люкс), 1 люкс = 1 лм/м².

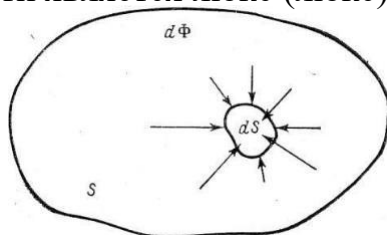


Рисунок 29 – Определение освещенности

Для источников, свет которых падает на поверхность под углом θ ,

$$E = I \cos \theta / r^2. \quad (66)$$

Освещенность площадки dE_{\perp} при падении света на нее перпендикулярно связана с яркостью малого элемента поверхности B , создающего эту освещенность, и видимого света от точки измерения освещенности под малым телесным углом, коэффициенты

$$E = I \cos \theta / r^2. \quad (67)$$

Освещение участка dE_{\perp} если свет падает на нее перпендикулярно, относится к яркости небольшого элемента поверхности B , создающего эту освещенность, и освещенности, видимой из точки измерения под малым телесным углом $d\omega$, соотносятся:

$$dE_{\perp} = B d\omega. \quad (68)$$

Для малых телесных углов можно записать $dS \cos \theta = \pi r_2^2$ (рисунок 30); тогда

$$d\omega = \pi r_2^2 / r_1^2 = \pi \tan^2 \alpha \approx \pi \alpha^2, \quad (69)$$

где α — малый плоский угол (в радианах), под которым радиус малого светящегося элемента виден из точки A , где измеряется освещенность.

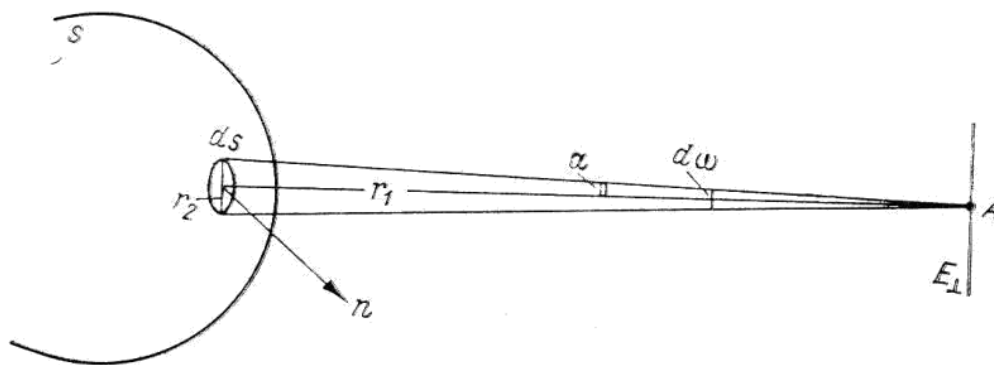


Рисунок 30 – Зависимость между яркостью и освещенностью

Существуют поверхности, яркость которых одинакова во всех направлениях $B\theta = B = \text{const}$. В первом приближении такими поверхностями являются: а) искусственные матовые поверхности; б) дневное и ночное небо, равномерно затянутое слоистыми облаками, при наличии снежного покрова (ночное небо при отсутствии Луны и полярных сияний); в) природные ландшафты, освещенные рассеянным светом при наличии слоистых форм облачности и снежного покрова; г) поверхность, освещенная Луной; д) светящиеся тела, подобные Солнцу, раскаленные твердые тела с шероховатой поверхностью. У всех этих тел, поток которых излучается, пропорционален косинусу угла падения (косинус излучателей), а яркость их одинакова во всех направлениях. Для них справедливо соотношение:

$$R = \pi B. \quad (70)$$

Задачи

1. Рассчитайте яркость и светимость поля, покрытого свежеснежившим снегом, если альbedo снега равно 0,85, а небо равномерно покрыто слоистыми облаками, создающими освещенность 80 000 лк. Какой световой поток падает на площадь снежного поля площадью 1 га?

2. Световой поток 108 лм падает на пшеничное поле площадью 5 га. Альbedo поля 0,18. Рассчитайте освещенность, яркость и светимость этого поля в пасмурный день.

3. Докажите, что светимость R поверхностей, яркость которых одинакова во всех направлениях ($B = B\theta = \text{const}$), связана с яркостью B соотношением: $R = \pi B$.

4. Докажите, что яркость диска Луны в данном направлении $B\theta$ равна освещенности на Земле, создаваемой Луной на участке, перпендикулярном лучам Луны, деленному на телесный угол $d\omega$, под которым диск Луны виден с места измерения освещенности.

5. Световая солнечная постоянная, т.е. освещенность, создаваемая Солнцем на Земле на участке, перпендикулярном солнечным лучам, при отсутствии атмосферы равна 135 000 лк. Вычислите яркость солнечного

диска, если его угловой радиус равен $16'$.

6. Используя данные предыдущей задачи и рассматривая Солнце как непрерывный источник, вычислите яркость солнечной поверхности и полный световой поток, излучаемый Солнцем. Используйте данные таблицы 13.

Таблица 13—Астрономические данные о планетах Солнечной системы

Имя	Радиус, км	Среднее расстояние от Солнца, 10 ⁶ км	Имя	Радиус, км	Среднее расстояние от Солнца, 10 ⁶ км
Солнце	700 000	–	Юпитер	71820	777,8
Меркурий	2420	57,87	Сатурн	60250	1426,1
Венера	6200	108,14	Уран	26700	2867,7
Земля	6378	149,50	Нептун	24800	4494
Марс	3390	227,79	Плутон	<6500	9508

Примечание. Среднее расстояние от Луны до Земли составляет 384 000 км.

7. Рассчитайте световую солнечную постоянную для всех планет Солнечной системы и используйте световую солнечную постоянную для Земли 135 000 лк и радиусы орбит планет, приведенные в таблице. 5. Сравните полученные результаты со средней освещенностью горизонтальной поверхности Земли в г. Павловск (таблица 14). Какой приблизительной высоте Солнца или какому времени суток на Земле соответствуют максимальные значения освещенности, полученные для каждой планеты?

Таблица 14 – Суммарная освещенность горизонтальной поверхности Земли в г. Павловск

(по Н.Н.Калитину)

Безоблачные дни												
h_{\odot}°	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
E 103 люкс	0,5	4,2	10,4	17,8	25,0	33,0	41,8	50,0	57,8	68,1	77,0	86,9

Сумерки										
$-h_{\odot}^{\circ}$	0	1,0	2,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	8,5	
$E_{лк}$	674	520	120	27	7,3	2,6	1,05	0,36	0,15	

8. Определить световые солнечные постоянные для Луны в момент ее

нахождения на наибольшем и наименьшем удалении от Солнца, когда эти расстояния равны $149,9 \cdot 10^6$ и $149,1 \cdot 10^6$ км соответственно. На сколько процентов отличаются значения?

9. Рассчитайте суммарный световой поток, излучаемый всей поверхностью Солнца, используя значения солнечной постоянной для Земли и необходимые данные из таблицы. 5.

10. Определите мощность света Солнца, если оно считается точечным источником света. Возьмите необходимые данные из предыдущей задачи 9.

11. Если Солнце, масса которого $1,985 \cdot 10^{30}$ кг, будет продолжать излучать энергию и, соответственно, терять массу с постоянной скоростью $5 \cdot 10^6$ т/с, то за какое время масса Солнца уменьшится вдвое?

12. Рассчитайте яркость и светимость диска Луны, а также суммарный световой поток оранжевого света, излучаемого полной Луной, если световая постоянная Луны равна 0,35 лк. Используйте данные таблицы. 5.

Тема 12

Молекулярное рассеяние

Монохроматический лучистый поток J_λ , который рассеивается под углом θ малой сферической частицей объема v , согласно теории Рэлея, определяется формулой:

$$J_\lambda = \frac{9\pi^2 n^2 I_\lambda}{\lambda^4 r^2} \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \frac{1 + \cos^2 \theta}{2}. \quad (71)$$

Здесь J_λ – лучистый поток, падающий на частицу; r — расстояние до рассеивающей частицы; m – комплексный показатель преломления частицы: $m = n - ix$, где n – показатель преломления, i – показатель поглощения.

Объемный коэффициент молекулярного рассеяния воздуха, при котором $m = n$ можно принять равным:

$$\sigma_m \lambda, z = \frac{27\pi^3}{3N z \lambda^4} \frac{n-1}{6+6d} \frac{6+6d}{6-7d}, \quad (72)$$

где $N(z)$ — число молекул воздуха в единице объема на высоте z ; $(n-1)$ – оптический показатель преломления; d - коэффициент деполаризации или средний коэффициент оптической анизотропии молекул воздуха, равный 0,035. Поэтому множитель $(6+6d)/(6-7d)$ в (72) равен 1,061.

Оптическая сила (плотность) молекулярной однородной атмосферы высотой H записывается выражением:

$$\tau_M = \frac{32\pi^3 n-1^2 1,061H P}{3N\lambda^4} \frac{P}{P_0} = \sigma_M \frac{P}{P_0} H, \quad (73)$$

где P и P_0 — давление воздуха у поверхности Земли и нормальное давление соответственно ($P_0 = 1013,2$ гПа).

Выражение для нормированной матрицы молекулярного рассеяния имеет вид:

$$\kappa_M \theta = \frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2 \theta). \quad (74)$$

Объемные коэффициенты молекулярного рассеяния σ_M, λ, z имеют вид:

$$\sigma_M \lambda, z = \sigma_M^0 \lambda N z, \quad (75)$$

А в случае обратного молекулярного рассеяния — в виде:

$$\sigma_{\text{пм}} \lambda, z = \kappa_{\text{пм}} \sigma_M \lambda, z = \sigma_{\text{пм}}^0 \lambda N z. \quad (76)$$

Величины σ_M^0, λ и $\sigma_{\text{пм}}^0, \lambda$ называются сечениями полного молекулярного рассеяния и обратного рассеяния соответственно:

$$\sigma_M^0 \lambda = \frac{32\pi^3 n-1^2 1,061}{3\lambda^4 N_0^2}, \quad (77)$$

$$\sigma_{\text{пм}}^0 \lambda = \frac{32\pi^3 n-1^2 1,061 \cdot 0,119}{3\lambda^4 N_0^2}, \quad (78)$$

где N_0 — число молекул в единице объема воздуха у поверхности Земли при нормальных условиях ($N_0 = 2,55 \cdot 10^{25} \text{ м}^{-3}$).

Задачи

1. Отношение длин волн красного (0,76 мкм) и фиолетового (0,38 мкм) лучей равно двум. Во сколько раз отличаются сечения молекулярного рассеяния; объемные коэффициенты молекулярного рассеяния; плотность световых потоков, рассеянных единицами объема вперед и назад? Для каких лучей они больше?

2. Сечение рассеивающих комплексов, вызванных флуктуациями плотности воздуха, уменьшилось в два, десять, сто раз. Как и во сколько раз изменится объемный коэффициент молекулярного рассеяния?

3. Рассчитайте нормированные показатели молекулярного рассеяния для

следующих направлений рассеяния: а) вперед; б) назад; в) под углом 90° ; г) под углом 270° ; д) под углом 60° .

4. Во сколько раз различаются сечения молекулярного рассеяния и вклады молекулярного обратного рассеяния – эхо-сигналы, приходящие с любых высот от излучения лазерных источников, длины волн которых отличаются ровно в два раза: а) четвертая и вторая гармоники АКГ (оптический квантовый генератор) на иттрий-алюминиевом гранате; б) вторая гармоника на иттрий-алюминиевом гранате и АКГ на стекле с неодимом. Воспользуйтесь данными таблицы 15. Почему в обоих случаях ответы не равны 16, хотя длины волн различаются в два раза? Что можно сказать о соотношении показателей преломления этих АКГ?

Таблица 15 – Полные сечения молекулярного рассеяния σ_m^0 и обратное рассеяние $\zeta_0\lambda_m$ для излучения АКГ (оптический квантовый генератор), которые чаще всего используются в исследованиях атмосферы

λ мкм	0,265	0,3371	0,3472	0,5320	0,6328
тип АКГ	Четвертая гармоника на иттрий-алюминии граната	Газ АКГ на молекулярном азоте	Вторая гармоника АКГ на рубине	Вторая гармоника АКГ на иттрий-алюминии граната	Газ гелий-неон АКГ
σ_m^0 см ²	$9,71 \cdot 10^{-26}$	$3,45 \cdot 10^{-26}$	$3,18 \cdot 10^{-26}$	$5,53 \cdot 10^{-27}$	$2,68 \cdot 10^{-27}$
$\frac{\zeta_0 \lambda_m}{\sigma_m^0}$	$1,15 \cdot 10^{-26}$	$4,11 \cdot 10^{-27}$	$3,82 \cdot 10^{-27}$	$6,64 \cdot 10^{-28}$	$3,22 \cdot 10^{-28}$

λ мкм	0,6943	1,06	2,36	10,6
тип АКГ	АКГ на рубине	АКГ на стекле с неодимом	АКГ на флюорите с дисразием	Газ АКГ на смеси углекислого газа и азота
σ_m^0 см ²	$1,84 \cdot 10^{-27}$	$3,35 \cdot 10^{-28}$	$1,35 \cdot 10^{-29}$	$3,32 \cdot 10^{-32}$
$\zeta_0\lambda_m$ см ² /ср	$2,25 \cdot 10^{-28}$	$4,01 \cdot 10^{-29}$	$1,62 \cdot 10^{-30}$	$3,99 \cdot 10^{-33}$

5. Решите задачу 4 для АКГ на стекле с неодимом и газовым АКГ на смеси углекислого газа и азота. В какой из задач – в этой или в предыдущей – разница показателей преломления излучения АКГ больше?

6. Сравнить потери энергии двух АКГ с длинами волн 0,53 и 1,06 мкм на горизонтальных наземных трассах протяженностью 10 и 30 км при объемных коэффициентах молекулярного рассеяния для них $1,41 \cdot 10^{-2}$ и $9,05 \cdot 10^{-4}$ км⁻¹ соответственно. Для какого из этих двух АКГ практически можно не учитывать молекулярное затухание луча даже на трассе длиной 30 км и считать все затухания только аэрозольными?

7. Какой горизонтальный путь должен пройти поток лучей с $\lambda = 0,55$ мкм, чтобы потери его энергии за счет молекулярного рассеяния составили 98 %, при объемном коэффициенте молекулярного рассеяния для данной длины волны, равном $1,162 \cdot 10^{-2}$ км⁻¹. Приняв длину волны 0,55 мкм, которая является наиболее характерной для светового потока, ответьте, на каком расстоянии световые потоки от любых земных предметов полностью

рассеиваются (с точностью до 2 %) даже в идеально чистой и сухой атмосфере? Другими словами, какова максимальная горизонтальная видимость в идеально чистой и сухой атмосфере?

Тема 13 Ослабление аэрозоля

Объемный коэффициент аэрозольного рассеяния ζ_a выражается формулой

$$\sigma_a = \pi a^2 K(\rho, m) N \quad (79)$$

где N – количество аэрозольных частиц в единице объема; $K(\rho, m)$ — функция безразмерного параметра $\rho = 2\pi a/\lambda$ и комплексного показателя преломления частицы m ; a – радиус частицы; λ — длина волны.

Распределение капель, тумана и осадков по размерам $f(a)$ в самом общем виде представляет собой четырехпараметрическую функцию:

$$f(a) = A a^\mu e^{-b a^c} \quad (80)$$

где A — нормирующий множитель, μ , b и c — параметры, постоянные для данного распределения. Экспериментальная проверка показала, что $c \approx 1$. Малые значения параметра $\mu(1, 2)$ характерны для широких, а большие (8–10) – для узких спектров распределения частиц по размерам, что видно из формулы (82).

Полуширина гамма-распределения Δ равна

$$\Delta = a_{max} - a_{min} \quad a_m \quad (81)$$

и связано с параметром μ соотношением

$$\Delta = 2,48 \bar{\mu} \quad (82)$$

куда a_m – модульный радиус, a_{max} и a_{min} – максимальный и минимальный радиусы, для которых $f(a_{max}, min) = f(a_m)$. Распределение крупных частиц дымки по размерам ($a \geq 0,1$ мкм) удовлетворительно аппроксимируется формулой Юнге:

$$f(a) = A a^{-\beta} \quad (83)$$

где A — коэффициент масштабирования, β — эмпирическая константа, меняющаяся от 2 до 5 в зависимости от времени и места. Показатель β характеризует крутизну крупнокапельной ветви кривой распределения частиц по размерам.

Расчет общих коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha_a(\lambda)$ для наиболее характерных параметров микроструктуры водяных облаков и туманов (табл. 16) и атмосферной дымки (табл. 17). Коэффициенты $\alpha_a(\lambda)$ при других значениях метеорологической дальности видимости S_m можно получить путем пересчета данных, приведенных в таблицах 16, 17, так как величина $\alpha_a(\lambda)$ обратно пропорциональна S_m .

Таблица 16 – Коэффициенты $\alpha_a(\lambda)$ для наиболее вероятных значений параметров микроструктуры облаков и тумана (вероятный радиус $a = 6$ мкм, гамма-распределение, параметр $\mu = 2$) при $S_m = 0,2$ км (по В.Е. Зуеву)

λ мкм	0,31	0,51	0,69	0,81	1,06	2,00	4,55	5,27	10,6
$\alpha_a(\lambda)$ км ⁻¹	19,5	19,6	19,7	19,7	19,9	20,3	21,6	22,1	19,6

Таблица 17 – Коэффициенты $\alpha_a(\lambda)$ для наиболее вероятных параметров микроструктуры атмосферной дымки ($\beta = 4$, юнгианское распределение, $a_{\min}=0,05$ мкм и $a_{\max}= 5,0$ мкм) при $S_m = 10$ км в приземном слое атмосферы (по В.Е. Зуеву)

λ мкм	0,31	0,63	0,69	0,81	1,06	2,00	4,55	5,27	10,6
$\alpha_a(\lambda)$ км ⁻¹	0,65	0,32	0,29	0,25	0,18	0,09	0,04	0,03	0,01

Значение $\alpha_a(\lambda)$ для атмосферной дымки, которая характеризуется более узким спектром частиц с юнгианским распределением по размерам ($a_{\min}=0,1$ мкм и $a_{\max} = 1,0$ мкм) для значений параметра $\beta = 3,5$ для излучения в ИК области спектра, можно рассчитать по формуле

$$\alpha_a(\lambda) = \frac{3,91}{S_m} \omega(\lambda) \quad (84)$$

где $\omega(\lambda) = \alpha_a(\lambda)/\alpha_a(0,5)$; значения $\omega(\lambda)$ приведены в таблице 18.

Таблица 18 – Значение $\omega(\lambda)$ для наиболее распространенных параметров атмосферной дымки $a_{\min}= 0,1$ мкм и $a_{\max}= 1,0$ мкм (по В.Е. Зуеву)

λ мкм	$\omega(\lambda)$	λ мкм	$\omega(\lambda)$
---------------	-------------------	---------------	-------------------

	B = 3	B = 5		B = 3	B = 5
2.0	0,1667	0,0485	7,0	0,0198	0,0167
5,0	0,0261	0,0133	10,0	0,0177	0,0179
6.04	0,1884	0,0872	12,0	0,0505	0,0522

Поскольку расчеты $\alpha_a(\lambda)$ и $\sigma_a(\lambda)$ достаточно сложны при известных параметрах микроструктуры атмосферного аэрозоля, для оценки $\alpha_a(\lambda)$ и $\sigma_a(\lambda)$ используются эмпирические формулы. Для расчета $\sigma_a(\lambda)$ используются формулы:

$$\alpha_a \lambda = \frac{3,91}{S_M} \frac{0,55}{\lambda} 0,585 S_M^1 \quad (85)$$

$$\alpha_a \lambda = \frac{3,91}{S_M} - 0,0116 \frac{0,55}{\lambda} \quad (86)$$

где $\sigma_a(\lambda)$ измеряется в км^{-1} , а S_M – в километрах.

Задачи

1. Рассчитайте оптическую силу стандартной молекулярной атмосферы для $\lambda = 0,55$ мкм у поверхности Земли и на высотах 6 и 30 км. Рассчитайте τ_m по формуле (34), выполнить численное интегрирование по слоям: 1) от 0 до 6 км через 2 км; 2) с 6 до 30 км через 4 км; 3) с 03 до 50 км через 10 км. Использовать данные таблицы 19.

Таблица 19 – Модель чистой стандартной атмосферы для $\lambda = 0,55$ мкм

Высота км	$\sigma_M \cdot \text{км}^{-1}$	$\sigma_a \text{ км}^{-1}$	$\alpha_{аз} \text{ км}^{-1}$
0	1162 -2	1,58 -1	3,28 -4
1	1,055 -2	6,95 -2	3,00 -4
2	9 552 -3	3,00 -2	2,70 -4
3	8 628 -3	1,26 -2	2,30 -4
4	7 775 -3	5,69 -3	2,08 -4
5	6 988 -3	2,53 -3	2,03 -4
6	6 264 -3	8,69 -4	1,99 -4
8	4 989 -3	1,11 -4	2,10 -4
10	3 924 -3	2,05 -5	3,22 -4
12	2960 -3	1,74 -5	5,71 -4
14	2162 -3	2,05 -5	8,80 -4
16	1 580 -3	5,37 -5	9,48 -4
18	1 154 -3	6,32 -5	1,12 -3
19	9 868 -4	7,11 -5	1,31 -3
20	8 436 -4	6,79 -5	1,51 -3

22	6 121 -4	6,32 -5	1,81 -3
24	4 453 -4	4.11-5	1,78 -3
6	3 250 -4	2,05-5	1,50 -3
28	2 379 -4	1,74 -5	1,13-3
30	1747-4	1,50 -5	8.31 -4
32	1 286 -4	0,00	6,27 -4
34	9 381 -5	0,00	4,44 -4
36	6 886 -5	0,00	3,32 -4
38	5,092 -5	0,00	2,33 -4
40	3791-5	0,00	1,71 -4
42	2841-5	0,00	1,09 -4
44	2143-5	0,00	6,84 -5
46	1626-5	0,00	4.10-5
48	1 249 -5	0,00	2,57 -5
50	9 743 -6	0,00	1,71 -5

Примечание. Второе число в столбцах таблицы - степень десяти.

$\alpha_{\text{аз}}$ – объемный коэффициент, характеризующий поглощение озоном (см. главу III, тему 10).

2. Решите задачу 1 для стандартной аэрозольной атмосферы. Используйте данные таблицы 19.

3. Решите задачу 1 для стандартной озоновой атмосферы. Используйте данные таблицы. 11.

4. Воспользуйтесь результатами задач 1–3 и рассчитайте полную оптическую мощность стандартной атмосферы у поверхности Земли и на высотах 6 и 30 км для длины волны 0,55 мкм. Какой процент от общей оптической силы стандартной атмосферы на этих высотах составляет оптическая сила молекулярной, аэрозольной и озоновой атмосфер? Запишите результаты в таблицу:

высота, км	τ_m		τ_a		$\tau_{\text{аз}}$		таблицы
	ценность	%	ценность	%	ценность	%	

Какая оптическая сила максимальна: у поверхности Земли, на высоте 6 км или на высоте 30 км?

5. Воспользуйтесь таблицей с результатами предыдущей задачи 4 и рассчитайте для стандартной атмосферы для длины волны 0,55 мкм (при $m = 1$) общий коэффициент прозрачности и коэффициенты прозрачности за счет молекулярного, аэрозольного и озонового ослабления по отдельности, а также потери солнечной энергии из-за этих ослаблений вблизи поверхности Земли, на высотах 6 и 30 км.

6. Рассчитать коэффициенты прохождения для слоя облаков толщиной 100 м и потери энергии при прохождении этого слоя волнами видимой части спектра - от 0,38 до 0,78 мкм. Насколько существенно изменяются аэрозольные коэффициенты ослабления и пропускания, а также потери энергии излучения для всех длин волн видимой части спектра? Как называется это ослабление? Почему некоторые облака и многие туманы белые? Используйте данные таблицы. 8.

7. Решите предыдущую задачу 6 для экстремальных лучей в солнечном спектре: УФ-лучи с $\lambda = 0,31$ мкм и ИК-лучи с $\lambda = 5,0$ мкм. На сколько процентов отличаются потери энергии УФ и ИК лучей? В чем преимущество фотографирования или зондирования облаков с помощью инфракрасных лучей по сравнению с видимыми лучами?

8. Каков путь в облаке или в тумане с наиболее типичной микроструктурой (гамма-распределение; $a = 6$ мкм; $\mu = 2$; $S_m = 0,2$ км) электромагнитных лучей с длинами волн 0,31 и 0,69 мкм должны пройти (рубиновые), чтобы их потери энергии составят 99%. Каковы оптические силы лучей на этом пути в облаке? Используйте данные таблицы. 8.

Примечание. АКГ — оптический квантовый генератор.

9. Какой путь в облаке или тумане с наиболее типичной микроструктурой (гамма-распределение; $a = 6$ мкм; $\mu = 2$; $S_m = 0,2$ км) должны проходить инфракрасные лучи с длинами волн 5,27 и 10,6 мкм, чтобы потери их энергии достигли 99%. Какую оптическую силу проходит данный луч по такому пути в облаке? Используйте таблицу. 8.

10. Какие оптические мощности должны пройти электромагнитные волны любой длины в любой ослабляющей среде, чтобы потери их энергии были: 50; 75; 95; 99,5; 99,9%?

Тема 14

Лазерное зондирование атмосферы

Быстро развивается лазерное зондирование атмосферы, так как большая мощность, направленность, монохроматичность и поляризация лазерного луча делают его чрезвычайно полезным при получении информации о физическом состоянии атмосферы. Мощность эхо-сигнала, регистрируемого лидарным приемником с расстояния z от локатора, за счет рассеяния в атмосфере пропорциональна объемному коэффициенту обратного рассеяния

$\sigma_{\pi}(z)$. Этот коэффициент (при отсутствии z резонансного рассеяния на электронах) пропорционален объемным коэффициентам молекулярного $\sigma_m(z)$ и аэрозольного $\sigma_a(z)$ рассеяния и модулю показателей обратного рассеяния, которые соответствуют этим рассеяниям:

$$\sigma_{\pi} z = \kappa_{\pi} z \sigma z = \kappa_{\pi m} z \sigma_m z + \kappa_{\pi a} z \sigma_a z \quad (87)$$

Основная задача состоит в разделении коэффициентов молекулярного и аэрозольного рассеяния. Если молекулярные коэффициенты обратного рассеяния рассчитываются по вертикальному профилю стандартной атмосферы, то зарегистрированный профиль эхо-сигнала лазерного импульса может дать информацию о вертикальном профиле объемного коэффициента аэрозольного обратного рассеяния, называемого обратным рассеянием. Такая информация позволяет установить наличие аэрозольных слоев, их стратификацию и динамику. Однако из этой информации невозможно получить точную информацию о профиле объемного коэффициента аэрозольного рассеяния. Это можно сделать при наличии дополнительной информации о некоторых параметрах атмосферного аэрозоля (спектр размеров, форма, химический состав и т. д.).

Для разных типов облаков и туманов с наиболее вероятными параметрами микроструктуры существует линейная зависимость между $\sigma_{\pi} z$ и $\sigma_a z$:

$$\sigma_{\pi a} z = K \sigma_a z \quad (88)$$

где коэффициент K — нормированный показатель рассеяния для направления 180° , который также называют коэффициентом лидара. Величина K изменяется в относительно небольших пределах. Средние значения K для различных форм облаков приведены в таблице 20.

Таблица 20 – Средние значения K для различных форм облаков для излучения АКГ (оптического квантового генератора) (по данным Carrier)

Форма облака	λ мкм		Форма облака	λ мкм		Форма облака	λ мкм	
	0,69	1,06		0,69	1,06		0,69	1,06
Sc	0,042	0,044	Sc II	0,047	0,045	Cu cong.	0,043	0,051
As	0,042	0,045	Sc I	0,034	0,044	Cb	0,050	0,49
Ns	0,046	0,049	Cu hum.	0,041	0,046			

По восстановленному профилю $\sigma(z)$ можно рассчитать распределение

водности облаков $q(z)$ и концентрации средних капель $N_k(z)$, если задана или известна функция распределения капель облаков по размерам. В случае наиболее типичного для облаков и тумана гамма-распределения (когда отношение оптического сечения к геометрическому равно 2) $q(z)$ и $N_k(z)$ рассчитываются по формулам:

$$q(z) = \frac{2\sigma z^{\mu+3} a\rho}{3^{\mu+1}}, \quad (89)$$

$$N_k(z) = \frac{\sigma z^{\mu+1}}{2\pi a^2 \mu+2} \quad (90)$$

где μ — параметр гамма-распределения капель по размерам, a — средний радиус капель, ρ — плотность воды.

Интенсивность аэрозольных слоев, обнаруженных методом вертикального лазерного сканирования, можно охарактеризовать величиной D , которая представляет собой отношение объемного коэффициента обратного рассеяния к объемному молекулярному коэффициенту обратного рассеяния, т.е.:

$$D = \frac{\sigma_{\text{п общ}}}{\sigma_{\text{пм}}} = \frac{\sigma_{\text{пм}} + \sigma_{\text{па}}}{\sigma_{\text{пм}}}, \quad (91)$$

$$\sigma_{\text{па}} / \sigma_{\text{пм}} = D - 1. \quad (92)$$

Задачи

1. Эхо-сигналы лазерного импульса, полученные от облаков двух разных форм, оказались идентичными. Соотношение лидов для первого облака 0,050, для второго 0,033. В каком из этих двух облаков объемный коэффициент аэрозольного рассеяния и оптическая сила больше и во сколько раз? Куда луч лазера может «проникнуть» большей оптической силой облака?

2. Коэффициенты объемного рассеяния, полученные при зондировании облака Си лазерным лучом: в нижней части облака $2,3 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$, в средней $5,33 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$ и в верхней части $3,0 \cdot 10^{-1} \text{ м}^{-1}$. Спектр распределения капель по размерам был узким ($\mu = 10$ для гамма-распределения). Средний радиус капель составляет 5 мкм. Рассчитайте водность облака и количество капель в единице объема в нижней, средней и верхней частях облака.

3. Во сколько раз изменится содержание воды и количество капель в единице объема в облаке, описанном в предыдущей задаче 2, если средний размер капель (5 мкм) останется прежним, а спектр распределения капель

станет широким ($\mu = 2$)?

4. Нижняя часть облака Ns зондировалась лазером на стекле с неодимом ($\lambda = 1,06$ мкм) – от его нижней границы, расположенной на расстоянии 1850 м от лазера, до точки внутри облака, расположенной на расстоянии 1950 м от лазера, где произошло затухание лазера. Эхосигналы лазерных импульсов, преобразованные в объемные коэффициенты обратного рассеяния: у нижней границы облака $2,0 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \text{ ср}^{-1}$ и в точке затухания лазерного луча $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. Рассчитать в этих двух точках облака объемные коэффициенты рассеяния, водность облака и среднее число капель в единице объема, если учесть, что распределение капель по размерам характеризуется гамма-распределением с параметром $\mu=3$; средний радиус капель 8 мкм; отношение оптического сечения капель к геометрическому равно 2. Используйте данные таблицы. 12.

5. Эхосигналы лазерных импульсов при зондировании облаков Ns, As, StII и Cu cong. АКГ на рубине ($\lambda = 0,69$ мкм) соответствовал объемному коэффициенту обратного рассеяния: $6,03 \cdot 10^{-3}$; $4,52 \cdot 10^{-3}$; $4,76 \cdot 10^{-3}$ и $3,01 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. При зондировании облаков StI, Cb, Sc и Cuhum. АКГ на стекле с неодимом ($\lambda = 1,06$ мкм) получили объемные коэффициенты обратного рассеяния: $3,08 \cdot 10^{-3}$; $2,19 \cdot 10^{-3}$; $2,08 \cdot 10^{-3}$ и $1,00 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ соответственно. Рассчитать объемные коэффициенты рассеяния и метеорологическую дальность видимости в различных облаках, учитывая, что в облаках и туманах аэрозольное ослабление в видимом и ближнем ИК-диапазонах практически нейтрально. Почему слоистообразные облака Ns, As, St характеризуются наименьшей видимостью, несмотря на то, что водность этих облаков меньше, чем у кучевых Cuhum, Cucong, Cb? Используйте данные таблицы. 12 и формулы (93), по которой рассчитывается метеорологическая дальность видимости S_M по дням:

$$S_M = 1,7/a, \quad (93)$$

где a – коэффициент затухания, $a = 0,4343\alpha$ (рассчитывается на единицу длины трассы, м^{-1} или км^{-1}).

6. Туман излучения зондировался лазером на второй гармонике иттрий-алюминиевого граната ($\lambda = 0,532$ мкм). Коэффициенты обратного рассеяния, полученные от импульсных эхо-сигналов в тумане у поверхности Земли и в верхней границе тумана на высоте 50 м, были равны $5,7 \cdot 10^{-4}$ и $4,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1} \text{ ср}^{-1}$ соответственно. Определить: а) объемные коэффициенты рассеяния тумана в двух точках зондирования, если средний нормированный показатель аэрозольного рассеяния для угла рассеяния 180° равен 0,030; б) водность тумана и количество средних капель в единице объема, при наличии гамма-распределения капель тумана по размерам с параметром $\mu = 6$ средний радиус капель тумана у поверхности Земли равен 9 мкм, а на верхней границе тумана

7 мкм.

2.1. Тематика лабораторно-практических занятий

1. Прямые методы прямого зондирования свободной атмосферы.
2. Проведение глобальных экспериментальных наблюдений и методика определения скорости и направления ветра в свободной атмосфере.
3. Использовать графические и аналитические методы для расчета скорости и направления ветра на основе данных глобальных пилотных наблюдений.
4. Организация метеорологической станции и ее функционирование.
5. Обработка результатов радиозондирования.
6. Метеорологические радары, их назначение, физический принцип действия и проведение наблюдений.
7. Использование радиолокационных данных для анализа синоптической обстановки и краткосрочного прогноза погоды.
8. Метеорологическое зондирование атмосферы и гидросферы из космоса.
9. Виды гидрометеорологической информации, получаемой со спутников, и ее обработка.
10. Использование данных наблюдений, полученных с метеорологических спутников, в синоптическом анализе
11. Радиометеорология – взаимодействие электромагнитного излучения с атмосферными объектами и процессами.
12. Температурное и температурно-ветровое зондирование атмосферы.

2.2. Методические указания по проведению лабораторно-практических занятий

Работа №1

Тема. Прямые методы прямого зондирования свободной атмосферы.

Цель. Познакомиться с методами непосредственного зондирования свободной атмосферы, изучить устройство приборов и инструментов, методику проведения аэрологических наблюдений.

План работы:

- 1) Классификация прямых методов прямого зондирования свободной атмосферы;
- 2) Аэростатические и стратостатические наблюдения, методика их проведения;
- 3) Наблюдения за самолетами;
- 4) Строительство и эксплуатация метеорографа, установленного на метеоплане;

- 5) Аэростатные и аэростатно-пилотные наблюдения;
- 6) Оболочки для шаров-лоцманов;
- 7) Газы, способы их получения и заправки аэростатов-пилотов;
- 8) Теодолиты для наблюдения за шарами-пилотами;
- 9) Устройство сферического пилотного теодолита ШТ и способ наблюдения;
- 10) Проведение наблюдений за полетом аэростата-пилота с помощью теодолита ШТ, его установка, проверка, расчеты и запись данных наблюдений;
- 11) Графический способ обработки глобальных лоцманских наблюдений;
- 12) Правила пользования аэрологическим планшетом А-30;
- 13) Аналитический способ обработки аэростатных наблюдений;
- 14) Правила использования логарифмического круга А-39.

Отчет о работе №1:

1) Краткое описание прямых методов прямого зондирования свободной атмосферы; 2) Представить схемы рассматриваемых устройств и инструментов; 3) Показать химические реакции образования водорода на аэрологических станциях заполнения сферических пилотных оболочек; 4) Результаты обработки пробных наблюдений с помощью сферического пилотного теодолита ШТ графическим и аналитическим способами.

Работа №2

Тема. Проведение глобальных экспериментальных наблюдений и методика определения скорости и направления ветра в свободной атмосфере

Цель. Освоить технику и последовательность проведения глобальных пилотажных наблюдений, обработки полученных данных и расчетов скорости и направления ветра в свободной атмосфере на открытой местности.

Инструменты и приспособления. 1) Шаропилот теодолит ШТ; 2) Штатив; 3) Компас; 4) Пилотный аэростат; 5) Секундомер; 6) Журнал регистрации угловых показаний на теодолите ШТ.

План работы:

- 1) Установить теодолит ШТ и определить инструментальные поправки;
- 2) В ограниченных условиях приборной базы в качестве цели для наблюдений выбирают край облака, на который направлена оптическая труба теодолита. В ясную стабильную погоду можно использовать полет на самолете, либо запустить в качестве пилота обычный воздушный шар;
- 3) Перед проведением наблюдений измеряют атмосферное давление, температуру и влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность;
- 4) Наведите трубку теодолита ШТ на цель (край облака, самолет, аэростат-пилот);

- 5) Сделайте первый отсчет по вертикальному и горизонтальному лимбу теодолита и одновременно включите секундомер;
- 6) Первые три минуты считайте углы за полминуты, затем за одну минуту;
- 7) Наблюдения за целью ведутся до исчезновения цели из поля зрения;
- 8) Выполните первичную обработку полученных данных и занесите их в аэрологическую таблицу.

Отчет о работе № 2.

1) Описать методику глобальных пилотных наблюдений за скоростью и направлением ветра; 2) Установка и ведение наблюдений с помощью теодолита ШТ; 3) Первичная обработка данных глобальных пилотных наблюдений.

Работа №3

Тема. Использовать графические и аналитические методы для расчета скорости и направления ветра на основе данных глобальных пилотных наблюдений.

Цель. Освоить методику обработки данных глобальных пилотажных наблюдений графическими и аналитическими методами, перевести полученные данные в кодовую систему для передачи аэрологических данных в ГГМЦ.

План работы:

- 1) Обработать данные сферических пилотных наблюдений графически с помощью аэрологического планшета А-30 (круг Молчанова);
- 2) Графически определить горизонтальное расстояние пилотного шара;
- 3) Нанесите на целлулоидный круг планшета А-30 выступ шарика-пилота;
- 4) Определить по этим проекциям скорость и направление ветра в разных слоях атмосферы;
- 5) Использовать аналитический (расчетный) метод обработки аэростатных данных и получения скорости и направления ветра на различных высотах в атмосфере;
- 6) Провести статистическую обработку данных, полученных двумя способами (графическим и аналитическим), и определить погрешность;
- 7) Построить вертикальные профили распределения скорости и направления ветра по высоте в атмосфере;
- 8) Перевести полученные данные о скорости и направлении ветра в кодовую систему для передачи в НМС.

Отчет о работе № 3.

1) Описать сущность методов (графических и аналитических) обработки данных глобальных пилотажных наблюдений за ветровым режимом на

разных высотах; 2) Проанализировать точность полученных данных двумя способами (графическим и аналитическим); 3) Проанализировать вертикальные профили распределения скорости и направления ветра по высоте в атмосфере.

Работа 4

Тема. Организация метеорологической станции и ее функционирование.

Цель. Уточнить технические, экологические и санитарно-гигиенические требования к организации метеостанции, обеспечению ее функционирования и охраны труда.

План работы:

- 1) Начертить схему - проект расположения объектов метеостанции (АС) с учетом топографической основы и обстановки;
- 2) Уточнить технические, экологические и санитарно-гигиенические требования к организации метеостанции и ее нормальному функционированию;
- 3) Определить координаты АС и местонахождение метеостанции;
- 4) Ознакомление с документацией АС (учетная карточка и тех.кейс АС);
- 5) Оснащение АУ измерительными приборами, оборудованием и расходными материалами;
- 6) Аэрологический вычислительный комплекс для радиозондирования атмосферы АВК-1(1М);
- 7) РЛС с индивидуальным ЗИКом и комплектом контрольно измерительной аппаратуры «Метеорит», «Метеорит-2»;
- 8) Радиозонд МАРЗ – структурная схема;
- 9) Последовательность аэрологических наблюдений;

Рабочий отчет № 4.

- 1) предоставить схемы расположения объектов на территории метеостанции;
- 2) Дайте описание требований к организации АС;
- 3) структурные схемы строения АВК, РЛС "Метеорит", радиозонда МАЗ;
- 4) Методика проведения аэрологических наблюдений.

Работа № 5

Тема. Обработка результатов радиозондирования.

Цель. Освоить методы обработки результатов радиозондирования, построения вертикальных профилей дискретных значений метеорологических величин на разных уровнях атмосферы, полученных через определенные промежутки времени.

План работы:

- 1) Овладеть техникой ручной обработки результатов радиозондирования;
- 2) Обработать ленту регистрации РЛС;
- 3) Построить вертикальные профили дискретных значений метеорологических переменных на разных уровнях атмосферы, полученных в определенные промежутки времени:
 - данные стандартных изобарических поверхностей: 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 5 гПа;
 - данные на стандартных высотах над поверхностью Земли (0,3; 0,6; 0,9 км) и над уровнем моря (0,2; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 км и далее через 1 км до конца подъема радиозонда);
 - данные на отдельных высотах, где наблюдались резкие изменения (перегибы кривой) в вертикальном распределении температуры, влажности, скорости и направления ветра.

Работы № 6 и 7

Выполняются в авиационном метеорологическом центре (аэропорты)

Работа № 6

Тема. Метеорологические радар-детекторы, их назначение, физические принципы работы и ведения наблюдений.

Цель. Изучить основы радиолокационной метеорологии на примере работы специализированной импульсной РЛС МРЛ-5 для оповещения о шторме и защиты от града.

План работы:

- 1) Назначение и задачи, решаемые с помощью метеорологической РЛС МРЛ-5;
- 2) Конструктивно-функциональная схема радиолокатора МПЛ-5;
- 3) Технические характеристики МРЛ-5;
- 4) Подготовка МРЛ-5 к наблюдениям;
- 5) Проведение наблюдений и получение первичной информации по МРЛ-5;
- 6) Правила и последовательность снятия информации с экрана индикатора кругового обзора и экрана индикатора дальности-высоты;
- 7) Нанесение данных, снятых с экрана индикатора, на бланк-карту №1;
- 8) Работа МРЛ-5 в режиме штормовой сводки.

Рабочий отчет № 6.

1) Основы радиолокационной метеорологии; 2) Рассмотреть структурную схему и технические характеристики метеорологической РЛС МРЛ-5; 3) Методика проведения наблюдений; 4) правила и последовательность получения первичной информации; 5) Методика нанесения первичных данных МРЛ-5 на бланк-карту №1; 6) Примеры заполнения бланков в разные периоды года.

Работа №7

Тема. Использование радиолокационных данных для анализа синоптической обстановки и краткосрочного прогноза погоды.

Цель. Уточнить способ использования радиолокационной информации в практике синоптического анализа и прогноза погоды, для штормовой сводки, в обслуживании авиации.

План работы:

- 1) Использование полученной информации с помощью МРЛ-5 в работе синоптика;
- 2) Информация МРЛ-5 для определения распространения облачных систем;
- 3) Данные МРЛ-5 для оценки положения атмосферных фронтов, обнаружения теплых и холодных фронтов, фронта окклюзии;
- 4) Диагностика опасных явлений во фронтальных и внутримассовых конвективных облачных системах по данным МРЛ-5;
- 5) Радиолокационно-синоптический метод прогноза шквалов;
- 6) Проанализировать наземные синоптические карты с учетом радиолокационной информации.

Отчет о работе № 7.

- 1) Использование информации об облаках и облачных системах, полученной с помощью МРЛ-5, в синоптическом анализе;
- 2) Начертить и представить схемы радиолокационного эха отражения различных форм облачности, холодного, теплого и фронтов окклюзии; 3) выявление опасных явлений погоды (грозы, порывы ветра) и их учет при синоптическом анализе; 4) Сравнительный анализ наземных синоптических карт и радиолокационной информации.

Работы 8, 9 и 10 выполняются в Республиканском гидрометцентре по теме: «Космические методы в гидрометеорологии»

Работа №8

Тема. Метеорологическое зондирование атмосферы и гидросферы из космоса.

Цель. Изучить физические основы получения гидрометеорологической информации из космоса, изучить методику и результаты дистанционного измерения гидрометеорологических величин.

План работы:

- 1) Искусственные спутники Земли, траектории движения, типы орбит метеорологических спутников, их научное и служебное оборудование;
- 2) Физические основы получения гидрометеорологической информации из космоса;
- 3) Дистанционное измерение гидрометеорологических переменных;
- 4) Измерение температуры поверхности подстилки;
- 5) Определение вертикальных профилей метеорологических величин (температура, влажность, высота, количество и влажность облаков, длинноволновая радиация и др.);
- 6) Построение полей гидрометеорологических величин по данным измерений МСЗ.

Рабочий отчет № 8.1) Приведите схемы и дайте описание орбитального полета метеорологического спутника; 2) Показать международную схему активных полярно-орбитальных и геостационарных метеорологических спутников; 3) Обеспечить физическую основу для получения гидрометеорологической информации из космоса; 4) Раскрыть способ измерения и получения результатов дистанционного зондирования гидрометеорологических величин.

Работа № 9

Тема. Виды гидрометеорологической информации, получаемой со спутников, и ее обработка.

Цель. Освоить технику получения различной гидрометеорологической информации и ее обработки.

План работы:

- 1) Требования к гидрометеорологической информации, космическим снимкам Земли;
- 2) Радиационные, спектрометрические и микроволновые данные;
- 3) Временная и географическая привязка космических снимков;
- 4) Методы декодирования видимых и инфракрасных космических изображений;
- 5) Анализ изображений в видимом и ИК диапазонах;

- 6) Фотографии подстилающей поверхности;
- 7) Фотокарты и карты нефанализа.

Рабочий отчет № 9.

1) Дать подробную характеристику видам гидрометеорологической информации, получаемой со спутников; 2) Показать методику расшифровки космических изображений в видимом и ИК диапазонах; 3) Привести фрагменты некоторых расшифрованных картин облачности, поверхности залегания, фотокарты и карты нефанализа, проанализировать их.

Работа 10

Тема. Использование данных наблюдений, полученных с метеорологических спутников, в синоптическом анализе.

Цель. Изучить основы анализа синоптической ситуации с помощью спутниковых изображений облаков.

План работы:

- 1) Структурные особенности облачных полей и их связь с синоптическими процессами;
- 2) Внутримассовая облачность;
- 3) Облачность атмосферных фронтов;
- 4) Облачность циклонических образований;
- 5) Облачные системы антициклонов и барических гребней;
- 6) Облачная система струйных течений;
- 7) Облачные системы, вызванные температурной неоднородностью и шероховатостями поверхности;
- 8) Определение полей воздушных течений.

Отчет о работе № 10.

1) Дешифрирование космических снимков с целью идентификации синоптических объектов; 2) Расшифровка признаков различных форм облачности: внутримассовой, фронтальной, циклонической, антициклонической, грядовых, ложбин и течений. 3) Использование спутниковых данных об облачности в сочетании с картами приземной и высотной синоптической и барической топографии.

3. РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ

Методические материалы для текущего и итогового контроля знаний:

- Темы семинарских занятий;
- Темы коллоквиумов;
- Самостоятельная работа – доклад-презентация;
- Решение проблем;
- Вопросы для подготовки к экзамену;

3.1. Темы семинарских занятий

Семинар 1 – Методы дистанционного зондирования – история развития и становления

Методы и системы дистанционного зондирования гидроатмосферы. Активные и пассивные методы. Гидрометеорология -междисциплинарная и комплексная дисциплина. Взаимодействие гидросферы и атмосферы. Связь гидрометеорологии с другими науками. Радиотелеметрия и теория информации. Атмосферная оптика. Проблемы гидрометеорологии. Международное сотрудничество в области гидрометеорологии. Всемирная служба погоды.

История развития и внедрения дистанционных методов в гидрометеорологии. Народная метеорология в Беларуси. Возникновение научной гидрометеорологии. Развитие и значение фотографического метода и авиации. Роль Фарадея, Максвелла, Лебедева и Доплера в изучении и распространении электромагнитного излучения. Развитие дистанционных методов в Беларуси. Появление радиолокационных станций. Лазерное зондирование атмосферы.

Развитие аэрологии - радиозондирование атмосферы. Роль спутникового и аэростатного зондирования. Значение радиозондирования для синоптического анализа. Развитие методов спутниковых исследований. Советский период космических исследований. Спутниковые исследования в Беларуси - роли Семенович, Дроздович, Косберг, Кит, Абламейка. Современные достижения, создание Национальной программы космических исследований.

Исторические вехи развития дистанционных методов в Беларуси.

Семинар 2 – Радиозондирование

Аэрологические наблюдения. Шаропилотные наблюдения за ветром. Вертикальная скорость шара-пилота. Производство водорода. Оптические и радиолокационные методы измерения ветра. Шаропилотные теодолиты. Проведение шаропилотных одно- и двухточечных наблюдений. Обработка пилотных наблюдений. Аналитический способ обработки шаропилотных наблюдений. Радиопилот и радиолокационные наблюдения за пилотируемым аэростатом.

Радиозондирование атмосферы. Радиотеодолитный метод зондирования. Радиозондирующая система "Метеорит"- РКЗ. Организация метеорологической станции и ее функционирование. Результаты радиозондирования. Система радиозондирования атмосферы (АВК-МРЗ). Автоматизированное рабочее место аэролога (АРМ). Лента записи данных радиозондирования и ее обработка. Расчеты высоты места радиозонда. Кодирование результатов радиозондирования для передачи. Сохранение результатов радиозондирования. Аэрологическая карта.

Самолетное и ракетное зондирование Измерение ветра по сигналам навигационных станций. Актинометрическое радиозондирование. Ощущение корпускулярного излучения. Зондирование озоносферы. Аэростатное зондирование. Радиозондирование ледяного покрова. Зондирование с корабля.

Семинар 3 – Современные гидрометеорологические космические системы

Спутниковые снимки и их информативность. Глобальная спутниковая система наблюдения. Экономичное использование спутниковых данных. Международная система полярно-орбитальных и геостационарных метеорологических спутников. Американские, европейские и российские спутниковые системы и их назначение.

Радиотепловое поле Земли. Дистанционное зондирование глобального альbedo Земли. Спутниковое зондирование температуры и влажности атмосферы. Исследования изменчивости уровня моря и океана. Дистанционное зондирование температуры поверхности океана. Глобальное радиотепловое поле Земли является зеркалом распределения тепла, влаги и атмосферной циркуляции. Широтно-временные диаграммы радиотермических полей Мирового океана. Тропический циклогенез на границах радиолюминесцентной температуры. Микроволновое зондирование яркостной температуры морского льда в полярных районах. Микроволновый спутниковый мониторинг явления Эль-Ниньо–Южное колебание.

3.2. Темы коллоквиумов

Коллоквиум 1 – Радиогидрометеорология.

Измерительные преобразователи физических величин гидроатмосферы

Измерение физических параметров гидроатмосферы. Основы радиотелеметрии.

Методы и измерительные преобразователи температуры, давления и влажности воздуха.

Материя и поля. Электромагнитное излучение гидроатмосферных объектов. Системы дистанционного зондирования, их классификация.

Электромагнитные волны, их свойства. Электромагнитный спектр. Окна атмосферной прозрачности. Лазерное излучение, его свойства.

Солнечная радиация и ее взаимодействие с гидроатмосферой. Законы излучения. Коротко- и длинноволновое излучение. Энергия и естественное освещение. Прямое солнечное излучение. Солнечная постоянная. Поглощение солнечной радиации атмосферой. Рассеяние солнечной радиации, закон Рэлея. Закон ослабления солнечной радиации в атмосфере, закон Бугера. Суммарная, отраженная и поглощенная солнечная радиация. Альbedo. Спектральный альbedo. Планетарное альbedo Земли. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, закон излучения. Эффективное излучение. Исходящее излучение. Радиационный и тепловой баланс системы Земля-атмосфера.

Коллоквиум 2 – Радиолокационное зондирование

Гидроатмосферная радиолокация. Радиолокаторы - радиолокационные станции. Радиолокационный мониторинг. Типы метеорологических радиолокаторов. Импульсный МРЛ-5. Методы радиолокационного контроля. Методы съемки космоса. Доплеровский метеорологический радар. Структурная схема импульсных и доплеровских локаторов. Радиолокационная карта метеорологических явлений. Акустическое зондирование, звуколокаторы – содары. Инфразвуковое излучение в атмосфере. Когерентные структуры в атмосфере, их определение радиолокационным методом. Конвекционные ячейки Бенара. Радиолокационная съемка кучевых облаков.

Коллоквиум 3 – Спутниковая информация в синоптическом анализе

Белорусская космическая система и ее экономическое значение.

Требования к спутниковой гидрометеорологической информации. Валидация – сравнение и определение точности спутниковой информации. Измерительные приборы метеорологических спутников. Спутниковые спектрометры и радиометры. Спутниковые измерения газообразных составляющих атмосферы. Результаты дистанционного мониторинга атмосферного озона.

Спутниковый мониторинг лесных пожаров. Использование спутниковых данных о недрах в гидродинамических моделях. Спутниковые исследования ураганов и их воздействия на ионосферу.

Спутниковая информация в синоптическом анализе. Принципы получения изображений облаков и различных типов подстилающей поверхности. Обнаружение облаков и определение их характеристик. Облачные поля и распознавание синоптической обстановки на космических снимках.

3.3. Тема самостоятельной работы (доклад-презентация)

1. Дистанционное акустическое зондирование атмосферы. Механизмы генерации и возникновения инфразвука при развитии атмосферных

процессов (грозы, шквалы, ураганы, конденсация водяного пара).

Метеорология и гидрология. № 10, 2008 г.; № 6, 1994; № 12, 1998 г.; № 2, 1991.

Физика атмосферы и океана. Том 37, 2001 г.; том 21, № 5, 1985; т. 23, 1987 г.; Том 43, № 2,

2007. Оптика атмосферы и океана. Том 20, № 8, 2007.

2. Влияние характера поверхности залегания на качество гидродинамических прогнозов.

Метеорология и гидрология. № 11, 2008 г.; № 8, 1990. [Электронный ресурс]. -

Режим Доступ: <http://hirlam.org>; <http://www.maproom.psu.edu/dcw/dcwaabout.shtml#DCW>. – Дата обращения: 21.01.2018.

3. Спектральные характеристики сейсмогенных облаков и их распознавание на космических снимках.

Исследования Земли из космоса. № 2, 2009 г.; № 5, 2005 г.; 2004. № 4.

Сывороткин В.А. Глубокая дегазация Земли и глобальные катастрофы. М., 2002.

[Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.ssmi.com>; <http://www.cdc.noaa.gov/histdata>; <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>; <http://www.ntsomz.ru>. – Дата обращения: 23.06.2018.

4. Микроволновая радиометрия и применение дистанционного зондирования.

Исследования Земли из космоса. № 2, 2009 г.; № 6, 2005.

Башаринов А.Е. и др. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: 1994. [Электронный ресурс]. –

Режим доступа: <http://www.microrad2008.org/public/presentations/>. – Дата обращения: 30.04.2019.

5. Тепловизионная съемка гидротмосферы.

Исследования Земли из космоса. № 3, 2009 г.; № 4, 2002 г.; № 2, 2004 г.; Горный В.И. и др. Тепловая аэрокосмическая съемка. М. 1993.

Шилин Б.В. Тепловизионная аэрофотосъемка при изучении природных ресурсов. Л. 2008.

6. Измерение температуры и влажности атмосферы с помощью ИК-спутниковых Фурье-спектрометров.

Исследования Земли из космоса. № 5, 2009 г.; № 3, 2003 г.; № 5, 2005 г.

Кондратьев К.Я. и др. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л., 1998.

[Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.wmo.ch>. – Дата обращения: 28.02.2017.

7. Определение состояния почвенно-растительного покрова, фитомассы и других параметров земной поверхности на основе мультиспектральных космических снимков.

Исследования Земли из космоса. № 5, 2009 г.; № 1, 2007 г.; № 1, 2008 г.; номер 2, 2009 г.; № 5, 2009 г.; № 1, 2002 г.

8. Анализ вертикальных профилей температуры, содержания водяного пара и озона в различных широтных зонах по данным спутникового зондирования (спутники Aqua, MetOp).

Исследования Земли из космоса. № 5, 2009 г.;

[Электронный ресурс].

– Режим

доступа: <http://ara.lmd.polytechnique.fr>; <http://arc.iki.rssi.ru/earth/articles06/voll-224-230.pdf>. – Дата обращения: 25.08.2019.

9. Определение траекторий тропических циклонов по данным геостационарных метеорологических спутников.

10. Исследования Земли из космоса. № 5, 2009 г.; № 2, 2001 г.; № 3, 1997; № 1, 2006 г.; [Электронный ресурс]. – Режим

доступа: <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-центр/rsmc-hp-public/besttrack.html>; https://metocph.nmci.navy.mil/jtwc/best_tracks/wpindex.html. – Дата обращения: 24.07.2019.

11. Зондирование атмосферы с помощью спутников на полярной орбите.

Метеорология и климатология. № 4, 2001 г.;

Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса Л., 1998.

Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозировании погоды. Л., 1990.

12. Радиолокационные станции и системы. Атлас Д. Достижения в радиолокационной метеорологии. Л. 1997.

Баттон Л.Дж. Радарная метеорология. Л. 1992. Справочник по радиолокации. Санкт-Петербург, 2015.

13. Космическое зондирование атмосферы.

Кондратьев К.Я. и др. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л. 1998.

Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология. Л. 1993.

14. Лазерное дистанционное зондирование атмосферы.

Зуев В. Е., Титов Г. А. Оптика атмосферы и климата. Томск, 1996.

Лазерный контроль атмосферы. / Ред. Э. Д. Хинкли, В. Е. Зуева. – М., 1999. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М., 1987.

15. Радиотермическое поле Земли и запасы влаги тропосферы.

Метеорология и гидрология. № 6, 2005 г.; № 8, 2006 г.; № 10, 1997 г.; № 7, 1995.

16. Довиак Р., Эрних Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. Л. 1998.

Исследования Земли из космоса. № 6, 2009 г.; № 3, 2006 г.; № 6, 2008 г.; № 4, 2010 г.; [Электронный ресурс].

Режим Доступ: http://d33.infospace.ru/d33_conf/2007_pdf/atmos/astafev.pdf;

<http://www.iki.rssi.ru/asp/>;

<http://dmisp.ngdc.noaa.gov/dmisp.html>;

<http://meteoinfo.ru/>. – Дата обращения: 22.05.2018.

17. Измерение влажности земной коры методами УКВ-радиометров. Метеорология и гидрология. № 9, 2019;

Исследования Земли из космоса. № 1, 2010 г.; № 1, 2009 г.

18. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса М., 2007. Т. 1, Вып. 4.

[Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://smar.jpl.nasa.gov>. – Дата обращения: 27.06.2017.

19. Вертикальные профили метеорологических величин. Метеорология и гидрология. № 11, 2009 г.; № 10, 2005 г.; № 1, 2007. Оптика атмосферы и океана. 2007, т. 20, № 6.

3.4. Вопросы для подготовки к экзамену

1. Физическая сущность дистанционных методов исследования гидроатмосферы.

2. Предмет и задачи изучения курса «Дистанционные методы в гидрометеорологии».

3. Значение дистанционного зондирования гидроатмосферы для развития метеорологии и гидрологии.

4. Основные научные направления (разделы) курса «Дистанционные методы в гидрометеорологии».

5. Активные и пассивные дистанционные методы исследования гидроатмосферы.

6. Гидрометеорология как наука, ее связь с другими дисциплинами.

7. Взаимодействие гидросферы и атмосферы.

8. Климатическая система, ее строение и функционирование.

9. История развития и внедрения дистанционных методов в гидрометеорологии.

10. Развитие контактных методов (наземной сети) гидроатмосферных наблюдений.

11. История становления аэрологии.

12. История развития радиогидрометеорологии.

13. Развитие космических методов исследования гидроатмосферы в мире и в Беларуси.

14. Акустические, радиометрические, оптические и лазерные методы исследования гидроатмосферы.

15. Основы радиотелеметрии.

16. Радиофизические характеристики атмосферы и их связь с метеорологическими элементами.

17. Измерительные преобразователи-сенсоры.

18. Измерительные датчики температуры.

19. Измерительные преобразователи атмосферного давления.

20. Методы измерения влажности воздуха.

21. Измерительные преобразователи влажности воздуха.
22. Дистанционные методы измерения скорости и направления ветра.
23. Орбитальные измерения скорости и направления ветра.
24. Радиопилотный метод измерения скорости и направления ветра.
25. Конверты шаропилота и радиозонда.
26. Способы добычи водорода для заполнения шаропилотов и радиозонтов.
27. Шаропилотный теодолит ШТ.
28. Проведение глобальных экспериментальных наблюдений.
29. Обработка глобальных пилотных наблюдений.
30. Принципы радиозондирования атмосферы.
31. Технические данные РЛС "Метеорит".
32. Технические характеристики радиозонда РКЗ.
33. Метеостанция и ее функционирование.
34. Ручная обработка результатов радиозондирования.
35. Организация метеостанции: расположение конструкций и оборудования.
36. Проведение метеорологических наблюдений на станции.
37. Структурная схема радиозонда МРЗ-3А.
38. Основные технические данные аэрологического вычислительного комплекса АВК.
39. Результаты радиозондирования и их использование в синоптическом анализе.
40. Актинометрические радиозонды.
41. Зондирование озоносферы.
42. Аэростатное зондирование.
43. Самолетное зондирование.
44. Ракетное зондирование.
45. Основы радиолокационной гидрометеорологии.
46. Принципы радиолокации.
47. Электромагнитные излучения и их взаимодействие с атмосферой.
48. Устройство и принцип работы импульсных радиолокационных станций.
49. Технические характеристики метеорологических радиолокационных станций.
50. Радиолокационное обнаружение грозových облаков.
51. Научные и прикладные области использования спутникового зондирования.
52. Взаимодействие солнечного электромагнитного излучения с подстилающей поверхностью и атмосферой.
53. Спутниковые методы определения метеорологических величин и их использование в синоптическом анализе.
54. Основы теории движения искусственного спутника.

55. Международная система метеорологических спутников.
56. Типы орбит искусственных спутников Земли.
57. Метеорологические спутники Земли и их характеристики.
58. Научное оборудование метеорологических спутников.
59. Спутниковая информация в синоптическом анализе.
60. Распознавание синоптических объектов на космических снимках.
61. Спутниковое зондирование отражательной способности земной поверхности и атмосферы.
62. Спутниковое зондирование температуры и влажности атмосферы.
63. Исследования мезомасштабной изменчивости уровня моря и океанов.
64. Спутниковое дистанционное зондирование температуры поверхности океана.
65. Спутниковые наблюдения пространственных изменений поля уходящего длинноволнового излучения Земли.
66. Глобальное радиотепловое поле системы океан–атмосфера по данным микроволновых космических комплексов.
67. Международные программы изучения термогидродинамического взаимодействия системы океан–атмосфера.
68. Радиометрическое определение влажности воздуха и механизм циркуляции земного шара.
69. Затменный метод зондирования газового состава атмосферы.
70. Спутниковые исследования прибрежных зон апвеллинга.
71. Спутниковый мониторинг лесных пожаров.
72. Космические исследования местных ветров.
73. Мониторинг затопляемых территорий с помощью спутниковых радаров.
74. Радиолокационное зондирование Антарктиды.
75. Доплеровские метеорологические радиолокаторы, принцип их действия.
76. Обнаружение когерентных структур конвекции - ячеек Бенара с помощью активной радиолокации.

4. СПРАВОЧНЫЙ РАЗДЕЛ

4.1. Рекомендуемая литература Базовая

1. Каурига, П. А. Дистанционные методы исследования в гидрометеорологии [Электронный ресурс] / П. А. Каурига. – Минск: БГУ, 2014. – 223 стр. – Режим доступа: <http://elib.bsu.by/handle/123456789/250294>. – Дата обращения: 27 июля 2015 г.
2. Каурига, П.А. Дистанционные методы исследования в гидрометеорологии. Практикум / П.А. Каурига, К.В. Матюшевская. Минск: БГУ. 2020. 163 с.
3. Методы дистанционных исследований в гидрометеорологии: учебная программа по учебной дисциплине для специальности 1-31 02 02 Гидрометеорология.[Электронный ресурс]. ркрыжовник Доступ: <http://elib.bsu.by/handle/123456789/121783>. – Дата обращения: 27 июля 2015 г.

Дополнительная

4. Атмосфера. Каталог. Л.: ГМИ, 1991. 509 с.
5. Бройдо, А.Г. Таскер по общей метеорологии / А.Г. Бройдо. Л.: ГМИ. 1970. 224 с.
6. Брилев, Г.Б. Использование радиолокационных данных в синоптической практике: методическое пособие. / Г.Б. Брилев, Г.Л. Низдоймино. Л.: ГМИ. 1977. 78 с.
7. Герман, М.А. Методы космических исследований в метеорологии. Л.: ГМИ. 1985. 351 с.
8. Зайцева, Н.А. Аэрология / Н.А. Зайцев. Л.: ГМИ. 1990. 289 с.
9. Зуев, В.Е. Оптика атмосферы и климат / В.Е. Зуев, Г.А. Титов. Томск: Спектр. 1996. 247 с.
10. Калинин Н.А., Толмачева Н.И. Практикум по космическим методам исследований в метеорологии / Н.А. Калинин, Н.И. Толмачево. Пермь: Пермь. ун-т 2004. 235 с.
11. Каурига П.А. Метеорология и климатология / П.А. Каурига. Минск: РИВШ. Ч. 1 и 2. 2015. 236 с., 212 с.
12. Каурига П.А. Метеорология и климатология. Практикум/ Минск: Высшая школа. 2011. 222 с.
13. Каурига, П.А. Метеорология и климатология. Белорусско-русско-английский справочник / П.А. Каурига. Минск: Четыре квартала. 2011. 308 с.
14. Киселев, В.Н. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы) / В.Н. Киселев, А.Д. Кузнецов. Санкт-Петербург. : РГМУ. 2004. 429 с.
15. Межерис, Р. Лазерное дистанционное зондирование / Р. Межерис, М.: Мир, 1987. 236 с.

16. Код для передачи данных вертикального зондирования атмосферы Х-04. Л.: ГМИ. 1971. 31 с.
17. Код для передачи данных зондирования атмосферного ветра Х-03. Л.: ГМИ. 1971. 31 с.
18. Код для передачи данных метеорологических радиолокационных наблюдений. Л.: ГМИ. 1986 год. 31 р.
19. Кондратьев, А.В. Методы обработки цифровой многоспектральной информации / А.В. Кондратьев. Санкт-Петербург. : Изд-во РГМИ, 1997.
20. Кондратьев, К.Я. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса / К.Я. Кондратьев, Ю.М. Тимофеев. Л.: ГМИ. 1987.
21. Куняева, В.П. Профессиональный модуль ПМ.02 Проведение аэрологических наблюдений. Междисциплинарный курс МДК.02.01 Технология аэрологических наблюдений и обработки аэрологической информации / В.П.Куняева. Москва: ГМИ. 2011. 140 с.
22. Логинов, В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и последствия / В.Ф. Логинов. Минск: ТетраСистемс, 2008. 496 с.
23. Инструкция гидрометеорологическим станциям и постам. Аэрологические наблюдения на станциях. Проблема 4, часть 3. Санкт-Петербург. : ГМИ. 2004. 346 с.
24. Руководство по производству наблюдений и применению информация с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. Санкт-Петербург. : ГМИ. 1993.
25. Севастьянова Л.М., Ахметшина А.С. Методы краткосрочных прогнозов погоды общего назначения / Л. М. Севастьянова, А. С. Ахметшина. Томск: Изд-во ТГУ. 2014. 268 с.
26. Семенченко, Б.А. Физическая метеорология / Б.А. Семенченко. М.: Аспен Пресс. 2002. 414 с.
27. Семенченко, Б.А. Физическая метеорология. Сборник задач и упражнений / Б.А. Семенченко. М.: МГУ. 1987. 100 с.
28. Сборник аэрологических кодов. Санкт-Петербург. : ГМИ. 1994. 98 с.
29. Справочник по радиолокации. Т. 1, 2. М.: ГМИ. 1977. 452 с., 467 с.
30. Технический кодекс установившейся практики (ТКН) 17.10-20-2010 (02120). Правила проведения метеорологических радиолокационных наблюдений и работ. Минск: Министерство природных ресурсов. 2010. 39 с.
31. Технический кодекс установившейся практики (ТКН) 17.10-21-2010 (02120). Правила проверки метеорологических радиолокационных наблюдений и работ. Минск: Министерство природных ресурсов. 2010. 18 с.
32. Толмачева, Н.И., Калинин, Н.А. Аэрология: учебник / Н.И. Толмачева, Н.А. Калинин. Пермь: Пермь. Гос. национальное исследование ун-т 2011. 336 с.
33. Шалькевич Ф.Э. Методы аэрокосмических исследований: курс лекций / Ф.Э. Шалькевич. Минск: БГУ. 2006. 161 с.
34. Шовенгердт, Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы

4.2. Словари

Толковый словарь

Каурига П. А. Метеорология и климатология. Белорусско-русско-английский справочник / П. А. Каурига. - Минск, Четыре квартала. 2011. – 310 с.

Толковый словарь содержит наиболее важные понятия и термины по основным разделам общей и синоптической метеорологии, климатологии, аэрологии, агрометеорологии. В словарь также включены термины ряда смежных наук, наиболее близких к метеорологии и климатологии. Кратко, но подробно дана характеристика климатических зон, типов климата и его современных изменений.

Источником для создания словаря послужили материалы, опубликованные автором: «Микроклимат болотных экосистем и его оптимизация, 1995 г.», «Российско-белорусский метеорологический и климатологический словарь, 1992 г.», «Лабораторный практикум по метеорологии и климатологии, 1997 г.», «Изменения климата и использование климатических ресурсов, 2001 г.», «Метеорология, 2005 г.», «Учебный практикум по метеорологии и климатологии, 2007 г.», «География климатов Земли, 2007 г.», «Климатология, 2008 г.».

Развитие наук об атмосфере существенно изменило и расширило лексический состав метеорологической литературы. В процессе работы над словарем широко использовались периодические издания, содержащие современную терминологию, а также монографическая и учебная литература, появившаяся в последние десятилетия. При этом учитываются результаты мирового опыта изучения погоды и климата и, прежде всего, международных климатических программ и научных конференций.

Понятно, что полностью охватить метеорологическую терминологию и терминологию смежных дисциплин пояснениями невозможно. Поэтому при составлении словаря не учитывались термины и понятия, относящиеся к физико-химическим наукам, а также технические характеристики метеорологических приборов.

Словарь является как толковым, так и переводным. Термины и понятия даны в алфавитном порядке: сначала на белорусском языке и их пояснение, затем перевод на русский и английский языки.

В начале словаря приведены сокращения и условные обозначения, наиболее часто встречающиеся в научной литературе.

Рассчитан на широкий круг специалистов - научных сотрудников, студентов, аспирантов и преподавателей в области метеорологии,

климатологии, геофизики, экологии и географии. Это также полезно для любителей погоды и климата.

Терминологический словарь

Каурига П. А. Метеорология и климатология. Белорусско-русско-английский терминологический словарь. – Минск, БГУ. 2011. – 78 с.

Словарь содержит около 2000 терминов по основным разделам метеорологии – общей и синоптической, климатологии, аэрологии, агрометеорологии. Включены новые термины по компьютерной обработке и архивированию данных, радиолокации, численным и дистанционным методам исследования, загрязнению атмосферы, а также по характеристике климатических зон, типов климата Земли, ее ресурсов и современных изменений. Белорусские термины переведены на русский и английский языки.

4.3. Метеорологические спутники и их измерительные системы

1. AIRS/EOS – интерферометр, установленный на спутнике «Аква»; IASI – интерферометр, установленный на спутнике MetOp – принципы работы и сбора данных.

2. ИК-Фурье-спектрометр, установленный на спутнике Метеор-М (Россия).

3. MODIS (спектрорадиометр с визуализацией среднего разрешения) установлен на спутниках TERRA и Aqua, работающих в космической системе EOS.

4. EOS (Earth Observing System) — глобальная спутниковая система наблюдения.

5. Landsat-7 - спутник и его оборудование ETM+ (Enhanced Thematic Mapper),

6. GMS-5 и MTSAT-1R – японские геостационарные спутники.

7. NOAA — полярно-орбитальный спутник Национального управления океанических и атмосферных исследований США.

8. TOPEX/Poseidon — спутник для измерения уровня Мирового океана

9. WindSat — это специализированный спутник, оснащенный радиометром, определяющим скорость и направление ветра.

10. ERS-2 (Европейский исследовательский спутник) — это спутник, оснащенный радаром с синтезированной апертурой (SAR) и спектрометром GOME (Global Ozone Monitoring Experiment), предназначенным для измерения общего содержания озона.

11. «Ресурс-Ф1» и «Ресурс-Ф2» — российские космические системы наблюдения Земли из космоса.

12. ИДЕТ-W; GOES-E – геостационарные спутники США. Метеосат-7; Метеосат-5 — геостационарные спутники Европейского космического агентства.

13. GMS — геостационарный спутник Японии.

4.4. Электронные ресурсы. Базы данных Глобальной метеорологической службы для использования при написании рефератов, отчетов, курсовых и дипломных работ.

1. Программные и архивные глобальные данные [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www-pcmdi.llnl.gov/about/index.php>. – Дата обращения: 15.12.2012.
2. Архив Национального центра климатических данных, Япония [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ncdc.noaa.gov>. – Дата обращения: 14.10.2010.
3. Третий оценочный доклад МГЭИК об изменении климата [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ipcc.ch>. – Дата обращения: 17.06.2017.
4. Третье национальное сообщение России об изменении климата [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.unfccc.int>. – Дата обращения: 05.01.2016.
5. Центры действия атмосферы Атлантического океана [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2006/275.pdf>. – Дата обращения: 10.02.2018.
6. Международный центр арктических исследований [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iarc.uaf.edu>. – Дата обращения: 12.04.2014.
7. Институт повышения квалификации Росгидромета – Учебный центр Всемирной метеорологической организации [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.meteorf.ru/ipk. – Дата обращения: 13.04.2016.
8. Сайт Института повышения квалификации Росгидромета [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.meteort.ru/srv/ipk.ru. – Дата обращения: 16.06.2018.
9. Глобальные поля концентрации хлорофилла и температуры поверхности океана и др. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>. – Дата обращения: 18.06.2019.
10. Анимация глобальных радиотепловых полей яркостной температуры, паросодержания атмосферы и облачных водозапосов Земли по данным микроволнового спутникового мониторинга [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.iki.rssi.ru/asp/lab_555.htm. – Дата обращения: 19.08.2016.
11. Структура глобальных полей температуры радиолюминесценции по данным спутникового мониторинга Земли на частотах 19,35; 22,24; 37,0; 85,5 ГГц, которые характеризуют запасы влаги и воды тропосферы. Широтная и региональная изменчивость глобального радиотеплового поля Земли, а также в зонах активного циклогенеза и в центрах атмосферного воздействия [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iki.rssi.ru>. – Дата обращения: 23.09.2018.

12. Цветные изображения, полученные Landsat SSR, доступны на сайте дата-центра EROS [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://geochange.er.usgs.gov/sw/changes/natural/renotahoe/>. – Дата обращения: 22.10.2017.
13. Архив чисел Вольфа на сайте Национального центра геофизических данных США [электронный ресурс]. – Режим доступа: ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBER. – Дата обращения: 25.09.2016.
14. Национальный центр атмосферного моделирования атмосферы США [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.mmm.ucar.edu/> мм5. – Дата обращения: 27.11.2018.
15. База данных реанализа NCEP/NCAR. Поля метеорологических элементов на различных изобарических поверхностях Национального центра экологического прогнозирования (Вашингтон) и Национального центра атмосферных исследований (Боулдер, Колорадо) [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep>. – Дата обращения: 21.02.2019.
16. Международный проект по оценке атмосферной предсказуемости и сезонному сравнению различных моделей; ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы лунной недоношенности [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www-pcmdi.llnl.gov>. – Дата обращения: 18.04.2020.
17. Данные об аномально холодных зимах [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://ecip.newmail.ru>. – Дата обращения: 06.03.2017.
18. Данные микроволновых радиометрических приборов SSM/I на спутниках DMSP [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://dmsp/ngdc/noaa.gov/dmsp.html> . – Дата обращения: 09.07.2019.
19. Глобальные радиотепловые поля Земли за период с 1995 по 2007 г. спутников F10–F15 серии DMSP. База данных глобального тропического циклогенеза ИКД РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iki.rssi.ru/asp/>. – Дата обращения: 22.05.2018.
20. Национальный центр ураганов – Центр данных NOAA США [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.nhc.noaa.gov/>. – Дата обращения: 25.09.2017.
21. Трехмерное распределение интенсивности осадков при урагане Катрина по данным зондирования со спутника TRMM [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://trmm/gsfc/nasa.gov/publications_dir/katrina_aug05_no2.html. – Дата обращения: 09.12.2017.
22. Виртуальная спутниковая лаборатория Росгидромета [Электронный ресурс]. – Режим доступа: wmo/scanex.com/. – Дата обращения: 11.01.2018.
23. Европейское метеорологическое агентство. Спутниковая информационная продукция, количественные характеристики метеорологических параметров [Электронный ресурс]. – Режим доступа:

<http://www.eumetsat.int>; <http://daac.gsfc.nasa.gov/MODIS/products.shtml>;
<http://www.ssel.wisc.edu>; <http://envisat.esa.int/dataproducts/> – Дата
обращения: 08.02.2019.

24. Банк данных TIGR содержит вертикальные профили температуры, водяного пара и озона на высоте до 72 км для различных широтных зон [Электронный ресурс]. Режим Доступ: <http://ara.lmd.polytechnique.fr>
Доступ: 23.07.2017.

Ответы на задачи

Тема 1

1. 0,47 мкм; 1,37 кВт/м²; 7, 44, 49%. 2. 0,47 мкм. 3. 6,4 x 10⁻⁴ кВт/м²; 3,9 x 10³ кВт; 1,39 кВт/м². 4. 1,42; 1,33 кВт/м²; 2,9; -3,6%. 5. 6,37 x 10¹⁴, 1,53 x 10¹⁶, 5,6 x 10¹⁸ МДж; 1,24; 29,81; 10880 МДж/м². 6. 0,36; 0,69; 0,98; 1,20; 1,33; 1,38 кВт/м². 7. 34,82; 42,96; 43,15; 47,45 МДж/м². 8. 34,89; 19,23; 2,06; 0,00 МДж/м². 9. 37,95; 32,86; 18,98; 0,00 МДж/м².

Тема 2

1. 5,60; 2,90; 1,55; 1,30; 1,15; 1,06; 1,015; 1000. 2. 21 июня: 1,40; 1,19; 1,06; 22 декабря: -, 5,34; 2,40. 3. 0,722; 0,653. 4. 0,710; 1,37 кВт/м². 5. 0,619. 6. 0,51; 0,51; 0,702; 0,787; 0,707; 0,707. 7. 5,64. 8. 0,815; 0,801; 0,773; 0,748. 9. 20.

Тема 3

1. 0,96 кВт/м²; 70%. 2. 0,20; 0,51; 0,71; 0,81; 0,88; 0,91 кВт/м². 3. При 30°: 0,35; 0,50; 0,68; 0,88 кВт/м²; при 60°: 0,62; 0,77; 0,92; 1,07 кВт/м². 4. 41,46 МДж/м². 5. 8,056S_{6 30} + 10,8(S_{9 30} + S_{12 30} + S_{15 30}) + 6,256S_{18 30}. 6. 18,18; 0,42 МДж/м². 7. 21,30; 22,65 МДж/м². 8. 3460 МДж/м². 9. 0,44 кВт/м². 10. 0,47 кВт/м². 11. 0,56; 0,02 кВт/м²; 5 и 28 раз. 12. 1,63. 13. 1,66 МДж/м². 14. 0,06; 0,31; 0,55; 0,71; 0,72; 0,59; 0,32; 0,06 кВт/м²; 39,76; 23,68 МДж/м². 15. 3440, 1640 МДж/м²; 23, 47, 57, 51, 29, 10%. 16. 1340, 1500 МДж/м²; 12%. 17. 7,45 МДж/м². 19. 1780 Г., 1820, 1870 МДж/м². 21. 0,23 кВт/м²; 74, 26%; 0,60 кВт/м²; 83, 17%; 0,81 кВт/м²; 86, 14%; 0,84 кВт/м²; 83, 17%; 0,65 кВт/м²; 80, 20%; 0,37 кВт/м² кВт/м²; 73, 27 %; 0,09 кВт/м²; 33, 67%.

Тема 4

1. Торф, 9 раз. 4. 0,11 кВт/м². 5.

Месяцы	II	IV	VI	VIII	Икс	XII	Год
ΣQ _п МДж/м ²	46	408	620	472	141	20	3410
ΣQ _{адб} МДж/м ²	118	90	109	77	35	39	940

Тема 5

1. 13,0; 10,1; 9,0 мкм. 2. В 19 x 104 раз. 3. 0,37 кВт/м²; Да/S' = 1,1. 4.

0,52; 0,16 кВт/м². 5. 35 °С. 6. 0,80; 0,03 кВт/м². 7. 0,37; 0,39; 0,43; 0,46; 0,45; 0,40 кВт/м²; 35, 26 МДж/м². 8. 0,26; 0,38; 0,58; 0,53; 0,36; 0,28 кВт/м². 9. 7–8 °С.

Тема 6

1. 13,3 мкм. 2. 0,32 кВт/м². 3. 0,39; 0,46 кВт/м². 4. 0,29; 0,31; 0,33; 0,33; 0,33; 0,32 кВт/м²; 27,05 МДж/м². 5. 0,17; 0,26; 0,35; 0,35; 0,26; 0,20 кВт/м². 6. 0,33; 0,47; –0,14 кВт/м².

Тема 7

1. 0,38; 0,30; 0,27; 0,11; –0,11 кВт/м². 2. 0,26; 0,06; 0,20 кВт/м². 3. 0,22; 0,19; 0,16 кВт/м². 4. 0,03 кВт/м². 5. Во втором на 8%. 6. 5,56 МДж/м². 7. 1330, 2080 МДж/м².

Тема 8

1. 0,33 кВт/м². 2. –0,05 кВт/м². 3. 0,28 кВт/м². 4. 0,50 кВт/м². 5. –0,06 кВт/м². 6. 0,59; 0,27 кВт/м². 7. 13,54 МДж/м². 8. 0,92; 11,07 МДж/м². 9. 9,61; 14,96 МДж/м². 10. 1000, 1810 МДж/м². 11. 24.54; 4,88 МДж/м²;

Срок, часов мин	0 30	4 30	6 30	8 30	10 30	12 30	14 30	16 30	18 30	20 30	0 30	Σдень МДж/ м ²
Q	0,00	0,00	0,25	0,64	0,88	0,96	0,80	0,46	0,10	0,00	0,00	29,45
Q_{II}	0,00	0,00	0,17	0,47	0,64	0,72	0,58	0,33	0,07	0,00	0,00	21,46
B_d	-0,06	-0,05	-0,09	-0,13	-0,20	-0,26	-0,20	-	-	-0,07	-	-9,72
B	-0,06	-0,05	0,08	0,34	0,44	0,46	0,38	0,21	-	-0,07	-	11,74
								0,12	0,11	0,04	0,06	

Тема 9

1. 2300, 4670 МДж/м². 2. –5360 МДж/м². 3. –3060 МДж/м². 5. 3160, 7720 МДж/м².
6. 3000 МДж/м². 7. 0,00 МДж/м².

Тема 10

1. 16500 лк; 0,37. 2. 4.1; 2,2; аэрозоль. 3. а) 73,0 · 103; 54,4 · 103; 43,7 · 103; 38,3 · 103 лк; б) 36,5 · 103; 18,0 · 103; 10,8 · 103; 7,5 · 103 лк; в) 0,735; 0,739; 0,754; 0,777; г) 0,54; 0,40; 0,32; 0,28; д) 26, 20, 14, 8, 4%. 4. Гомель: 0,54; 0,25; 0,15 и 0,14 кВт/м²; 100, 46, 28 и 26 %. Витебск: 0,51; 0,25; 0,14 и 0,12 кВт/м²; 100, 49, 27 и 24%. Скорость дрейфа: 0,58; 0,25; 0,13 и 0,20 кВт/м²; 100, 43, 22 и

35%. 5. Ст. Мирный 0,45; 0,25; 0,10 и 0,10 кВт/м²; 100, 56, 22 и 22%; Искусство. оазис 0,37; 0,25; 0,08 и 0,04 кВт/м²; 100, 67, 22 и 11%; ст. Пионер 0,47; 0,25; 0,00 и 0,22 кВт/м²; 100, 53, 0 и 47 %. 6. Ст. Мирный 1,022; 0,25; 0,137 и 0,635 кВт/м²; 100, 25, 13 и 62%; ст. Новалазаровская 1025; 0,25; 0,176 и 0,599 кВт/м²; 100, 24, 17 и 59%; ст. Восток 1,106; 0,25; 0,021 и 0,835 кВт/м²; 100, 23, 2 и 75%. 7. 0,769; 0,816; 0,856; 0,810; 0,728; 0,779; 0,823; 0,773 кВт/м²; 5.8, 4.5, 3.9, 4.6.

Тема 11

$2.2,2 \cdot 10^4$ кд/м²; $6,8 \cdot 10^4$ лм/м²; $8 \cdot 10^8$ лм. $3,5 \cdot 10^3$ лк; 287 кд/м², $9 \cdot 10^2$ лм/м². $6,2 \cdot 10^9$ кд/м². $7,6,28 \cdot 10^9$ лм/м²; $\approx 3,9 \cdot 10^{28}$ лм.

планета	Елк	
Меркурий	905000	6.8E0 Земля
Венера	260 000	1.9E0 Земля
Марс	58000	В = 40°
Юпитер	5000	В = 5,5°
Сатурн	1490	В = 1,3°
Уран	368	Начало гражданский сумерки на Земля
Нептун	150	
Плутон	111	

$9.3,9 \cdot 10^{28}$ лм. 10. $3.1 \cdot 10^{27}$ кд. 11. $6,4 \cdot 10^{12}$ лет. 12. 5400 кд/м²; $1,7 \cdot 10^4$ лм/м²; $3,2 \cdot 10^{17}$ лм.

Тема 12

1.16 раз; пурпурный. 2. Уменьшение в 64, 106 и 108 раз. 3. 0,119; 0,119; 0,060; 0,075. 4. 17,6; 16.5. 5. $1,094 \cdot 10^4$ раза; больше в задаче 4, 6, 13 и 1 %; 44 и 3%. 7330 км.

Тема 13

1.0,097; 0,046; 0,0013. 2. 0,170; 0,00123; 0.000. 3. 0,032; 0,0305; 0,0059. 5. см. = 0,744; $r_m = 0,909$; $r_a = 0,845$; $r_{\text{раз}} = 0,970$; потери энергии 26,9, 15 и 2%; $r_{\text{агл}} = 0,925$; $r_m = 0,956$; $r_a = 0,999$; $r_{\text{раз}} = 0,970$; потери энергии 7,5, 4,4, 0,1 и 3,0 %; $r_{\text{агл}} = 0,993$; $r_m = 0,999$; $r_a = 1,0$; $r_{\text{раз}} = 0,994$; потери энергии 0,7; 0,1; 0,0 и 0,6%. 6. 0,145; 86%; 0,143; 86%. 7. 0,145; 85,5%; 0,118; 88,2%; менее 3%. 7. 0,145; 85,5; 0,118; 88,2%; менее 3%. 8 239 м; 4,65; 236 м; 4.65. 9. 210 м; 4,65; 237 м; 4.65. 10.0,70; 1,40; 3,03; 5,35; 6.97.

Тема 14

1. $\sigma_{a2} = 1,5\sigma_{a1}$; $\tau_{a1} = 1,5\tau_{a2}$. 2.0.09; 0,21; 0,12 г/м³; $1,34 \cdot 10^8$; $3,11 \cdot 10^8$;

$1,75 \cdot 10^8$; м^{-3} . 3. Увеличивается в 1,41 раза, уменьшается в 1,22 раза. 4. 0,041; 0,051 м^{-1} ; 0,33; 0,41 $\text{г}/\text{м}^3$; $81,6 \cdot 10^6$; $100,1 \cdot 10^6 \text{ м}^{-3}$. 5. Ns: 0,13 м^{-1} , 30 м; As: 0,108 м^{-1} , 36 м; StII: 0,101 м^{-1} , 39 м; StI: 0,070 м^{-1} , 56 м; Sc: 0,047 м^{-1} , 83 м; Cuhum: 0,022 м^{-1} , 180 м; Cusong: 0,070 м^{-1} , 56 м; Cb: 0,045 м^{-1} , 88 м. 6. 0,019; 0,015 м^{-1} ; 0,16; 0,10 $\text{г}/\text{м}^3$; $31,2 \cdot 10^6$; $40,6 \cdot 10^6 \text{ м}^{-3}$.

Приложение 2.

Склонение солнца в настоящий полдень, δ_{\odot} . Знак (+) означает, что Солнце находится севернее (выше) небесного экватора, а знак (-) — южнее (ниже).

Дата	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-23°04'	-17°20'	-7°49'	+4°18'	+14°54'	+21°58'	+23°09'	+18°10'	+8°30'	-2°57'	-14°14'	-21°43'
2	-22°59'	-17°03'	-7°26'	+4°42'	+15°12'	+22°06'	+23°05'	+17°55'	+8°09'	-3°20'	-14°34'	-21°52'
3	-22°54'	-16°46'	-7°03'	+5°05'	+15°30'	+22°14'	+23°01'	+17°40'	+7°47'	-3°44'	-14°53'	-22°01'
4	-22°48'	-16°28'	-6°40'	+5°28'	+15°47'	+22°22'	+22°56'	+17°24'	+7°25'	-4°07'	-15°11'	-22°10'
5	-22°42'	-16°10'	-6°17'	+5°51'	+16°05'	+22°29'	+22°51'	+17°08'	+7°03'	-4°30'	-15°30'	-22°18'
6	-22°36'	-15°52'	-5°54'	+6°13'	+16°22'	+22°35'	+22°45'	+16°52'	+6°40'	-4°53'	-15°48'	-22°25'
7	-22°28'	-15°34'	-5°30'	+6°36'	+16°39'	+22°42'	+22°39'	+16°36'	+6°18'	-5°16'	-16°06'	-22°32'
8	-22°21'	-15°15'	-5°07'	+6°59'	+16°55'	+22°47'	+22°33'	+16°19'	+5°56'	-5°39'	-16°24'	-22°39'
9	-22°13'	-14°56'	-4°44'	+7°21'	+17°12'	+22°53'	+22°26'	+16°02'	+5°33'	-6°02'	-16°41'	-22°46'
10	-22°05'	-14°37'	-4°20'	+7°43'	+17°27'	+22°58'	+22°19'	+15°45'	+5°10'	-6°25'	-16°58'	-22°52'
11	-21°56'	-14°18'	-3°57'	+8°07'	+17°43'	+23°02'	+22°11'	+15°27'	+4°48'	-6°48'	-17°15'	-22°57'
12	-21°47'	-13°58'	-3°33'	+8°28'	+17°59'	+23°07'	+22°04'	+15°10'	+4°25'	-7°10'	-17°32'	-23°02'
13	-21°37'	-13°38'	-3°10'	+8°50'	+18°14'	+23°11'	+21°55'	+14°52'	+4°02'	-7°32'	-17°48'	-23°07'
14	-21°27'	-13°18'	-2°46'	+9°11'	+18°29'	+23°14'	+21°46'	+14°33'	+3°39'	-7°55'	-18°04'	-23°11'
15	-21°16'	-12°58'	-2°22'	+9°33'	+18°43'	+23°17'	+21°37'	+14°15'	+3°16'	-8°18'	-18°20'	-23°14'
16	-21°06'	-12°37'	-1°59'	+9°54'	+18°58'	+23°20'	+21°28'	+13°56'	+2°53'	-8°40'	-18°35'	-23°17'
17	-20°54'	-12°16'	-1°35'	+10°16'	+19°11'	+23°22'	+21°18'	+13°37'	+2°30'	-9°02'	-18°50'	-23°20'
18	-20°42'	-11°55'	-1°11'	+10°37'	+19°25'	+23°24'	+21°08'	+13°18'	+2°06'	-9°24'	-19°05'	-23°22'
19	-20°30'	-11°34'	-0°48'	+10°58'	+19°38'	+23°25'	+20°58'	+12°59'	+1°43'	-9°45'	-19°19'	-23°24'

Приложение 2 продолжение

20	-20°18'	-11°13'	-0°24'	+11°19'	+19°51'	+23°26'	+20°47'	+12°39'	+1°20'	-10°07'	-19°33'	-23°25'
21	-20°05'	-10°52'	0°00'	+11°39'	+20°04'	+23°26'	+20°36'	+12°19'	+0°57'	-10°29'	-19°47'	-23°26'
22	-19°52'	-10°30'	+0°24'	+12°00'	+20°16'	+23°26'	+20°24'	+11°59'	+0°33'	-10°50'	-20°00'	-23°26'
23	-19°38'	-10°08'	+0°47'	+12°20'	+20°28'	+23°26'	+20°12'	+11°39'	+0°10'	-11°12'	-20°13'	-23°26'
24	-19°24'	-9°46'	+1°11'	+12°40'	+20°39'	+23°25'	+20°00'	+11°19'	-0°14'	-11°33'	-20°26'	-23°26'
25	-19°10'	-9°24'	+1°35'	+13°00'	+20°50'	+23°24'	+19°47'	+10°58'	-0°37'	-11°54'	-20°38'	-23°25'
26	-18°55'	-9°02'	+1°58'	+13°19'	+21°01'	+23°23'	+19°34'	+10°38'	-1°00'	-12°14'	-20°50'	-23°23'
27	-18°40'	-8°39'	+2°22'	+13°38'	+21°12'	+23°21'	+19°21'	+10°17'	-1°24'	-12°35'	-21°01'	-23°21'
28	-18°25'	-8°17'	+2°45'	+13°58'	+21°22'	+23°19'	+19°08'	+9°56'	-1°47'	-12°55'	-21°12'	-23°19'
29	-18°09'	-8°03'	+3°09'	+14°16'	+21°31'	+23°16'	+18°54'	+9°35'	-2°10'	-13°15'	-21°23'	-23°16'
30	-17°53'		+3°32'	+14°35'	+21°41'	+23°13'	+18°40'	+9°13'	-2°34'	-13°35'	-21°33'	-23°12'
31	-17°37'		+3°55'		+21°50'		+18°25'	+8°52'		-13°55'		-23°08'

Индекс метеостанций Беларуси по каталогу Всемирной метеорологической организации

№ СМА	Город
26941	<u>Барановичу</u>
26853	<u>Беразино</u>
26961	<u>Бобруйск</u>
26759	<u>Бориссредний</u>
33124	<u>Брагин</u>
33008	<u>Брест</u>
33038	<u>Василевичу</u>
26554	<u>Верхнедвинск</u>
26745	<u>Вилейка</u>
26666	<u>Витебск</u>
26923	<u>Волковыск</u>
26748	<u>Воложин</u>
33001	<u>Высокая</u>
26947	<u>Ганцавичу</u>
33041	<u>Гомель</u>
26774	<u>Горка также</u>
26825	<u>Гродноа</u>
26657	<u>Докшицы</u>
26566	<u>Озераваше здоровье</u>
33027	<u>Житковичу</u>
26966	<u>Жлобин</u>
26938	<u>Ивацевичи</u>
26864	<u>Вызовсредний</u>
26887	<u>Костюковичу</u>
33105	<u>Куклы</u>
26659	<u>Лепель</u>
26832	<u>Лида</u>
26645	<u>Линтупы</u>
26855	<u>Марьина Горка</u>

26850	Минск
26863	Могилав
33036	Мозырь

Приложение 4 продолжение.

26779	<u>Мстиславль</u>
26649	<u>Нарочь</u>
26836	Новодук
26950	<u>Октябрь</u>
26763	Орша
26736	<u>Ашмян</u>
33019	<u>Пинск</u>
33015	Полесская
26653	<u>Полоцк</u>
26929	Упругий
26668	<u>сено</u>
26878	<u>Славгород</u>
26951	Слуцк
26846	<u>Столбы</u>
26974	Чачерск
26643	Шаркущина