

**АКАДЕМИЯ НАУК АБХАЗИИ
ИНСТИТУТ ЭКОЛОГИИ АНА
АБХАЗСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

Я.А. Экба., А.К. Ахсалба

ФИЗИЧЕСКАЯ ЭКОЛОГИЯ АТМОСФЕРЫ

**(СТАТИКА И ТЕРМОДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ, ФИЗИКА
ОБРАЗОВАНИЯ, РЕЖИМ ВЫПАДЕНИЯ, ХИМСОСТАВ
И РАДИОАКТИВНОСТЬ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА
ТЕРРИТОРИИ АБХАЗИИ)**

СУХУМ – 2018

УДК 574
ББК 26.233 (5Абх)
Э. 35

Рецензенты:

доктор физико-математических наук,
профессор *Р.Г. Закинян*
доктор физико-математических наук,
профессор *А.Х. Аджиев*

Экба Я.А. Ахсалба А.К.

Физическая экология атмосферы (статика и термодинамика атмосферы, физика образования, режим выпадения, химсостав и радиоактивность атмосферных осадков на территории Абхазии) –
Сухум: «Академия», 2018. – 431 с. илл.

В книге изложены основные результаты теоретических и экспериментальных исследований физики образования облачных частиц, механизмы формирования и укрупнения облачных элементов (капель и кристаллов) и кинетика облачных процессов.

В первых главах содержатся сведения по статике и термодинамике сухой и влажной атмосферы, необходимые для понимания процессов осадкообразования.

Экспериментальная часть исследования, посвящённая вопросам динамики основных региональных климатообразующих метеоэлементов, а также режиму выпадения, гидрохимическому составу, радиоактивности, воздействию осадков на биоагроценозы, возможности искусственного регулирования осадков и справочный материал, представленный в приложении, основаны на оригинальных исследованиях авторов и представляют, как научный, так и практический интерес.

Книга рассчитана на научных сотрудников, преподавателей высших учебных заведений, аспирантов и студентов естественнонаучных специальностей и может быть использована широким кругом специалистов.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Академии Наук Абхазии

©Экба Я.А., Ахсалба А.К., 2018

Введение

Развитие современных наук об атмосфере и происходящих в ней процессах ведет к более полному пониманию условий формирования погоды и климата, их пространственной и временной изменчивости. Без этого невозможно успешное использование климатической и метеорологической информации в области энергетики, сельского хозяйства, здравоохранения и др.

Атмосферный воздух – важнейший элемент среды обитания, поэтому трудно переоценить роль метеорологии и климатологии при решении экологических проблем.

Атмосфера – это газовая оболочка Земли с содержащимися в ней аэрозольными частицами, движущаяся вместе с Землей в мировом пространстве как единое целое и одновременно принимающая участие во вращении Земли.

В атмосфере происходят многообразные физические процессы, непрерывно изменяющие ее состояние. Физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в её нижних слоях до высот 20-30 км в данный момент времени называется погодой.

В любом месте земли погода в разные годы меняется по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет каждую местность можно характеризовать вполне определенным климатом. Атмосферные условия, определяющие климат каждого места, испытывают периодические изменения в годовом ходе – от зимы к лету и от лета к зиме. Кроме периодических изменений совокупность атмосферных условий несколько изменяется от года к году. Это так называемая межгодовая изменчивость атмосферных условий.

Физика атмосферы является разделом естественных наук, изучающим термодинамические процессы в атмосфере, её состав и строение, процессы конденсации и сублимации водяного пара, образование облаков, туманов и осадков, радиационные, оптические, электрические и аку-

стические явления в атмосфере. Процессы, происходящие в атмосфере, взаимосвязаны между собой. Эти процессы испытывают влияние космического пространства (в первую очередь солнечной радиации) и земной поверхности т.е. поверхности почвы, рельефа, водоёмов, растительного и снежного покрова. В частности между атмосферой и земной поверхностью происходит непрерывный обмен газами, твёрдыми и жидкими частицами, теплом, влагой. Основным источником энергии для атмосферных процессов является солнечное излучение, приходящее к Земле. Солнечная энергия различными способами переходит в другие формы энергии, в результате чего в атмосфере происходят химические реакции, развивается движение воздуха, возникает обмен теплом и влагой между отдельными участками, образуются облака и осадки, наблюдаются разнообразные оптические, электрические, акустические и другие явления. Наиболее полно и систематизированно вопросы строения атмосферы, статики и термодинамики изложены в фундаментальных монографиях Шишкина Н. С. (1961), Мейсона Б. Дж. (1961), Хргиана А. Х. (1978), Роджерса Р. Р. (1979), Мазина И. П., Шметера С. М. (1983), Матвеева Л. Т. (1984), Исаева А. А. (2001). Семенченко Б. А. (2002).

Абхазия – страна располагающая сравнительно небольшой территорией, но обладающая исключительным разнообразием климатических и природных условий. Именно это обстоятельство заставляет быть крайне осмотрительными при принятии решений вовлечения тех или иных природных ресурсов в хозяйственный оборот. Оценка современных процессов требует все более совершенных методов прогноза развития природных явлений.

Природные условия Республики играют первостепенную роль в развитии всех отраслей экономики. Устойчивое развитие страны зависит от правильности выбранных стратегий в использовании природных ресурсов, правильных оценок локального проявления глобальных экологических

угроз. Наиболее значимо это проявляется в развитии курортной отрасли и сельского хозяйства. Для выявления и учета местных особенностей и предпосылок для более интенсивного развития производства необходимо изучение климата, природных и физико-географических условий республики. Особенно важным является установление объективно существующих взаимосвязей и взаимозависимостей между отдельными компонентами природного ландшафта. Предлагаемое описание этих взаимосвязей между компонентами природного ландшафта, рельефа, климата, гидрологических условий, почвенно-растительного покрова и животного мира, с одной стороны, и хозяйственной деятельностью человека, позволяет выявить новые закономерности и оценить происходящие процессы в контексте глобальных изменений в биосфере. Такое описание всегда может быть использовано соответствующими хозяйственными организациями для планирования, размещения и дальнейшего экологически обоснованного развития различных отраслей народного хозяйства республики.

Цель настоящего издания заключается в том, чтобы дать целостное представление о состоянии макроэкосистем Абхазии, под которыми понимается замкнутое пространство региональной размерности, где отдельные компоненты природы (атмосфера, гидросфера и литосфера) находятся в системной связи друг с другом и как единое целое взаимодействуют между собой и человеческим обществом.

По Абхазии наиболее комплексно и полно проблемы физической экологии атмосферных осадков, погоды и климата и их влияния на наземные экосистемы в последние два десятилетия, характеризующиеся наибольшей изменчивостью метеопараметров, изложены в работах Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. (2002, 2007, 2015, 2016, 2017).

ЧАСТЬ 1

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Глава I. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. Основные метеорологические элементы

Величины, характеризующие физическое состояние атмосферы, называются метеорологическими элементами. К ним относятся: температура, влажность, давление воздуха, направление и скорость ветра, облачность, количество и интенсивность осадков, дальность видимости, различные оптические и электрические величины.

Температура воздуха. Температура представляет собой одну из важнейших характеристик теплового состояния воздуха. Температура воздуха, а также почвы и воды в большинстве стран измеряется в единицах СИ, т.е. в градусах Международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия ($^{\circ}\text{C}$). Ноль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а 100°C – на температуру кипения воды (и то и другое при нормальном давлении – 1013гПа).

Наряду со школой Цельсия широко распространена, особенно в теоретических работах, абсолютная шкала температур, или шкала Кельвина. Ноль этой шкалы соответствует полному прекращению теплового хаотического движения молекул, т.е. самой низкой температуре. По шкале Цельсия это будет $-273,15^{\circ}\text{C}$ (на практике за абсолютный ноль нередко принимают -273°C). Единица абсолютной шкалы, называемая Кельвином (К), равна единице шкалы Цельсия: $1\text{К}=1^{\circ}\text{C}$. По абсолютной шкале температура может быть только положительной, т.е. выше абсолютного нуля.

В формулах температура по абсолютной шкале обычно обозначается T , а температура по Цельсию – t . Переход от температуры по Цельсию к температуре по абсолютной шкале осуществляется по формуле

$$T = t + 273,15.$$

В США, Англии и некоторых странах бывшей Британской империи до сих пор используется температурная шкала Фаренгейта. За ноль в этой шкале принята температура смеси снега и нашатыря, а за 100°F- нормальная температура человеческого тела. По шкале Фаренгейта 0°C соответствует +32°F, а 100°C- +212°F. Таким образом, 100°C=180 °F, отсюда 1°C= (9/5) °F, 1°F = (5/9) °C. Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам

$$t^{\circ}\text{C}=(5/9) (t^{\circ}\text{F}-32),$$

$$t^{\circ}\text{F}= (9/5) (t^{\circ}\text{C}+32)$$

Атмосферное давление. Атмосферным давлением в каждой точке атмосферы называют вес вышележащего столба воздуха с единичным сечением. Воздух – легко сжимаемый газ. Поэтому с увеличением атмосферного давления упругость воздуха увеличивается. Атмосферное давление обычно измеряется высотой ртутного столба, уравнивающего атмосферное давление . На уровне моря атмосферное давление в среднем близко к весу столба ртути высотой 760 мм, $76 \times 13,596 = 1033,3 \text{ г / см}^2$. Здесь 13, 596 г/ см³ – плотность ртути при 0° С. Нормальное атмосферное давление на уровне моря равно:

$P_0 = 760 \text{ мм. рт. ст.} = 1013 \text{ мб} = 1,01325 \cdot 10^5 \text{ н/ м}^2 = 10^5 \text{ Па.}$

В единицах СИ атмосферное давление выражается в н/м² . В настоящее время на практике используется единица давления один миллибар (1мб). $1\text{мб} = 10^3 \text{ дин/ см}^2 = 10^2 \text{ н/м}^2$; $1 \text{ мм. рт.ст.} = 1333,3 \text{ дин /см}^2 = 1,33 \text{ мб.}$

Влажность воздуха. Влажностью воздуха называется количество (содержание) водяного пара в воздухе. Влажность характеризуется следующими величинами:

Упругость водяного пара. e – это парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе. Она (упругость) выражается, как и атмосферное давление в н/м² или

миллиметрах. При каждой температуре упругость пара e не может превышать некоторого предельного значения E . Водяной пар, упругость которого достигает предельного значения ($e = E$) называется насыщенным. Упругость насыщения E табулирована и находится по соответствующим таблицам.

Относительная влажность. $r = \frac{e}{E} - 100\%$ - отношение

упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, к упругости насыщения при данной температуре.

Абсолютная влажность. a – это масса водяного пара, содержащегося в единице объёма воздуха и выраженная в $\text{кг} / \text{м}^3$.

Между упругостью водяного пара e и абсолютной влажностью существует соотношение

$a = 2,17 \cdot 10^{-3} e / T \text{ кг} / \text{м}^3$, где

e – упругость водяного пара в $\text{н} / \text{м}^2$;

T – температура в $^{\circ}\text{К}$.

Удельная влажность. q – это масса водяного пара, содержащегося в единице массы влажного воздуха.

$$q = 622 \frac{e}{p} \text{ г/кг.}$$

Скорость и направление ветра. Ветром называется движение воздуха относительно земной поверхности. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Направление ветра определяется той точкой горизонта, откуда он дует. Для обозначения направления ветра на практике используется 16 румбов рис.1.1.

В некоторых случаях направление ветра измеряют в градусах, начиная с Севера на Восток.

Скорость ветра измеряется в м/с (км/ч). В морской практике используются баллы по шкале Бофорта (английский адмирал 1806 г) табл.1.1.

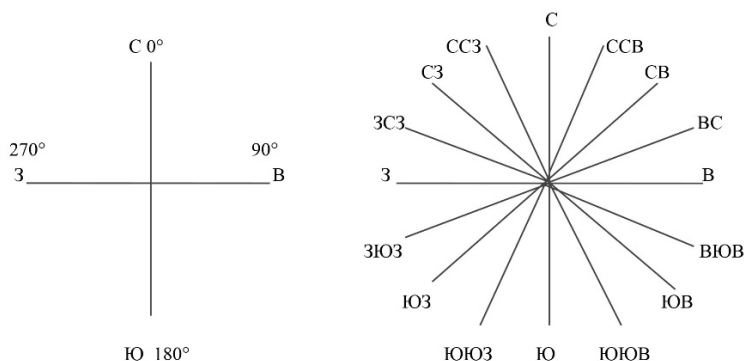


Рис. 1.1. Направление ветра

Табл.1.1

Шкала Бофорта- скорость ветра в баллах.

Бал лы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
м/ с	0,5-	1,8-	3,4-	5,3-	7,5-	9,9-	12,5-	15,3-	18,3-	21,6-	25,2-	> 29
	1,7	3,3	5,2	7,4	9,8	12,4	15,2	18,2	21,5	25,1	29	

Облачность. Облако представляет собой систему водяных капель или ледяных кристаллов имеющих смешанную структуру. Количеством облаков называется – степень покрытия небесного свода облаками. Оно определяется визуально по десятибалльной шкале от 0 – безоблачное небо, до 10 баллов- полное покрытие неба облаками.

Атмосферные осадки. Атмосферными осадками называются все виды воды: в жидком или в твердом состоянии, выпадающие из облаков. Количество осадков выражается высотой слоя воды в миллиметрах, который образовался в результате выпадения воды на горизонтальную поверхность при отсутствии испарения, просачивания и стока, а также при условии, что осадки выпавшие в твердом виде

полностью растаяли. По интенсивности осадки делятся на слабые, умеренные и сильные. Жидкие осадки, интенсивность которых превышает 1 мм/мин, называются ливнями. К основным метеорологическим явлениям относятся: туман, дождь, снег, роса, иней, гололед, метель, пыльная буря, гроза, полярное сияние.

1.2. Состав атмосферы

Нижние слои атмосферы представляют собой механическую смесь многих газов составляющих воздух. В состав воздуха входит азот – 78,9%, кислород – 20, 95%, аргон - 0,92%. Все остальные газы, входящие в состав сухого воздуха, занимают лишь 0,04% его объёма, из них в наибольшем количестве содержится гелий, неон, криптон, ксенон, водород и ряд других газов. В результате распада радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре, в атмосферу проникают радиоактивные газы радон, торон и актинийон. В атмосфере взвешены также жидкие и твердые частицы: капли воды, кристаллы льда, пылинки.

Водяной пар является важной составной частью атмосферного воздуха. Он содержится в атмосфере в переменном количестве и занимает по объёму от 0,1 до 4%. В атмосферу водяной пар поступает в результате испарения влаги с водных поверхностей, с суши и растительного покрова. Большая часть водяного пара сосредоточена в самых низких слоях атмосферы, а с высотой содержание его резко убывает. Благодаря водяному пару в атмосфере образуются облака, из которых могут выпадать осадки. Водяной пар легко поглощает тепловую радиацию, излучаемую земной поверхностью и тем самым предохраняет землю от сильного охлаждения.

Важной переменной составляющей воздуха является углекислый газ (CO_2). Содержание углекислого газа в воздухе в среднем составляет 0, 033% по объёму. Роль его весьма велика т.к. углекислый газ легко поглощает и излучает

длинноволновую тепловую – лучистую энергию. Углекислый газ поступает в атмосферу главным образом при вулканической деятельности, а также в результате разложения органических веществ, в процессе дыхания животных и растений, людей, при сжигании топлива. Содержание углекислого газа в воздухе изменяется в зависимости от местных условий, времени суток и времени года. В полярных странах углекислого газа меньше, чем в умеренных широтах. Над океаном его меньше, чем над сушей. В дневные часы воздух содержит меньше углекислого газа, чем ночью. В крупных промышленных городах содержание углекислого газа возрастает до 0,07%. За последнее десятилетие в связи с развитием промышленности содержание углекислого газа непрерывно увеличивается.

Озон в атмосфере. Среди газов, входящих в состав воздуха, исключительно важную роль играет озон, представляющий собой трех - атомный кислород O_3 . Образование озона в нижних слоях атмосферы происходит под влиянием грозных разрядов, в высоких слоях атмосферы озон образуется в результате окисления некоторых органических веществ под воздействием ультрафиолетовых лучей с длиной волны $\sim 0,1$ мкм. В свою очередь - озон поглощает ультрафиолетовую радиацию с длиной волны менее 0,29 мкм в результате чего происходит диссоциация его молекул. Таким образом в атмосфере непрерывно происходит образование озона и его распад. Озон предохраняет органический мир от губительного влияния ультрафиолетового излучения. В небольших концентрациях озон оказывает благотворное влияние на организм человека. При повышенных концентрациях он становится вредным для человека и всего органического мира. Многочисленные измерения концентрации озона свидетельствуют о том, что в нижних слоях атмосферы она обычно не достигает опасных значений. Озон распределен в атмосфере неравномерно как по горизонтали так и по вертикали. Над экватором количество озона наименьшее. С увеличением широты со-

держание его увеличивается, в полярных широтах достигает max. Обнаружен годовой (сезонный) ход концентрации озона с max. в весенние месяцы и min осенью. Содержание озона до высоты 10 км весьма маленькое. Начиная с 10 км оно увеличивается и достигает max. на высоте 25- 35 км. Далее с высотой содержание озона снова убывает и выше 70 км он отсутствует.

Аэрозоли. Твёрдые и жидкие частицы, взвешенные в атмосфере, называются аэрозолями. Концентрация аэрозолей может меняться в широких пределах в зависимости от места и времени. Некоторые из них играют важную роль для конденсации водяного пара и поэтому называются ядрами конденсации.

Меньшая часть аэрозолей имеет естественное происхождение, а большая связана с антропогенной деятельностью. К естественным аэрозолям относятся водяные капли и ледяные кристаллы, а также пыль, сажа и пепел попадающий в воздух при лесных пожарах и горении торфяников, земная, космическая и вулканическая пыль, пыльца растений и т.д.

Огромное количество частичек морской соли, попадают в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения и шторма. Под влиянием восходящих движений воздуха эти частицы поднимаются на значительные высоты. Значительное загрязнение атмосферы происходит в результате деятельности человека. Атмосфера больших промышленных городов особенно загрязнена аэрозолями и вредными газовыми примесями.

Кроме аэрозолей в атмосферу попадает много вредных газов от химических заводов, автомобильного транспорта при сжигании топлива и т.д. Например, за последние 20 лет количество двуокиси серы, поступающей в атмосферу, увеличилось в 3 раза.

Наибольшее количество аэрозолей отмечается в нижних слоях атмосферы. В больших городах концентрация аэрозоля достигает десятков тысяч в 1см^3 , в сельской местно-

сти тысячи, а над морями и океанами сотни. С высотой содержание аэрозолей резко уменьшается и на высотах 5–10 км в 1см^3 воздуха их содержится несколько десятков.

Смесь дыма с туманом называется смогом. Смог смесь очень едких газов, паров и аэрозолей. Он оказывает вредное влияние не только на человеческий организм, но и на некоторые виды растений. Исследования показали, что ущерб наносимый земледелию и здоровью людей загрязнением атмосферы весьма велик и продолжает увеличиваться во многих районах земного шара.

Одним из средств борьбы с загрязнением воздуха в городах является озеленение, перевод предприятий на более эффективное топливо, газификация жилья и производства.

Радиоактивное загрязнение атмосферы. Наиболее опасные загрязнения воздуха создают отходы предприятий атомной промышленности. В результате атмосферных и подземных ядерных и термоядерных взрывов в атмосферу поступает огромное количество различных радиоактивных веществ, которые переносятся воздушными потоками на значительные расстояния и сохраняются в атмосфере на протяжении десятков лет. В настоящее время ещё не найдены средства эффективного удаления радиоактивных продуктов из атмосферы.

Ионы в атмосфере. В атмосфере постоянно образуются заряженные частицы, называемые лёгкими ионами. Лёгкие ионы могут оседать на частицах пыли, взвешенных в атмосфере, образуя более тяжелые ионы с массами во много сотен раз большими чем масса легких ионов. Водяные капли и ледяные кристаллы, образующиеся на ионах, как на ядрах конденсации, могут также иметь электрические заряды.

У поверхности земли в 1 см^3 воздуха в среднем содержится несколько сотен лёгких ионов и от нескольких сотен до десятков тысяч тяжелых ионов. С высотой содержание ионов увеличивается и в высоких слоях атмосферы достигает несколько миллионов. Благодаря наличию ионов ат-

мосфера, особенно в высоких слоях, обладает некоторой электропроводностью.

1.3. Гипотезы о происхождении атмосферы

Земная атмосфера существует несколько миллиардов лет, однако точные измерения её параметров производятся всего около 200 лет. Астрофизиками установлено, что состав земной атмосферы во многом отличается от вероятного состава атмосферы других планет солнечной системы. По гипотезе, разработанной российскими геофизиками, земля образовалась в результате уплотнения космической пыли, состоящей из твёрдых частиц различных веществ. Эти частицы выделили основные газы, составившие атмосферу. Последующее разогревание земного шара привело к тому, что лёгкие газы из первичной атмосферы улетучились. Можно предположить, что газы составляющие атмосферу, в настоящее время поступают в нее из земной коры в основном в результате вулканических извержений. Из атмосферы они различными путями снова возвращаются на земную поверхность. Например, углекислый газ расходуется на дыхание растений и на образование осадочных пород. Преобладание азота в атмосферном воздухе можно объяснить его инертностью. Поэтому азот выделяется в начальной стадии образования атмосферы, сохраняясь в ней в большем количестве чем другие газы. Относительно большое содержание кислорода в атмосфере Земли можно объяснить фотосинтетическим действием растений, в результате чего выделяется значительное количество кислорода.

Процессы, влиявшие на формирование земной атмосферы в прошлом (расщепление молекул под влиянием солнечного излучения, вулканическая деятельность, взаимодействие атмосферы с твердой земной корой, океанами, растительным покровом и т.д.) продолжают действовать и теперь. Кроме того антропогенная деятельность (развитие

промышленности, осушение и обводнение, вырубка леса, пожары и т.д.) оказывают всё возрастающее влияние на состав атмосферы. Атмосфера продолжает и сейчас формироваться и состав её постоянно изменяется.

1.4. Состав высоких слоев атмосферы

Исследования спектров полярных сияний и свечения ночного неба, а позднее исследования с помощью ракет позволили установить, что до высоты примерно 100 км процентное содержание основных газов атмосферного воздуха не изменяется. Это объясняется действием вертикальных и горизонтальных движений воздуха, приводящих к интенсивному его перемешиванию.

Выше 100 км происходит значительное изменение состава воздуха. Это объясняется тем, что в высоких слоях атмосферы стремление к диффузному равновесию начинает преобладать над перемешиванием, происходит гравитационное разделение газов, молекулы которых имеют разную массу, в результате чего содержание более тяжелых газов с высотой уменьшается быстрее чем содержание более легких. Существенной особенностью состава воздуха на высотах более 100 км является диссоциация кислорода под воздействием солнечной радиации с длиной волны менее 0,175 мкм. Двухатомные нейтральные молекулы кислорода на высоте около 200 км разлагаются на заряженные атомы. Количество молекулярного кислорода здесь уже составляет лишь малую часть количества атомарного кислорода. В высоких слоях атмосферы азот также частично находится в атомарном состоянии.

В спектрах свечения ночного неба обнаруживаются желтые линии натрия, которые наблюдаются на высотах от 35 до 60 км. Установлено также наличие ионов гелия на высоте более 370 км. Кроме того удалось установить наличие водяного пара на больших высотах. Упругость водяного пара при этом равна $7 \cdot 10^{-2}$ мм. рт. ст. на высоте 70 км и

9 10^{-4} мм. рт. ст. на высоте 82 км. Выше 1000 км атмосфера состоит в основном из гелия и водорода, причем преобладает атомарный водород.

Водород, ускользающий в космическое пространство через внешнюю границу атмосферы, образует вокруг Земли так называемую геокорону (земную корону). По мере удаления от земли плотность геокороны уменьшается и на расстоянии 3000 км геокорона полностью переходит в межпланетное пространство.

1.5. Вертикальное строение атмосферы

В атмосфере наблюдается пространственное изменение всех метеорологических элементов. Наиболее сильное их изменение происходит по вертикали. Например, температура по вертикали изменяется в несколько сотен раз больше, чем по горизонтали. В 1962 году Всемирная Метеорологическая организация (ВМО) установила, что по характеру распределения температуры с высотой в атмосфере выделяются пять основных сфер Рис.1.2.:

- тропосфера – в среднем до высоты 11 км;
- стратосфера – от 11 до 50-55 км;
- мезосфера – от 50-55 до 80-85 км;
- термосфера – от 80-85 до 800 км;
- экзосфера – выше 800 км.

Тропосфера – 0-11 км – самый нижний слой атмосферы, начинающийся от земной поверхности. Ее высота зависит от времени года, широты места. На одной и той же широте верхняя граница тропосферы опускается зимой и поднимается летом. В одно и то же время года мощность тропосферы составляет: на полюсах 8-10 км, в умеренных широтах 9-12 км, а к экватору возрастает до 16-18 км. Над областями повышенного давления верхняя граница тропосферы опускается, а над областями пониженного давления поднимается. В тропосфере наблюдается интенсивное перемешивание воздуха по вертикали и горизонтали, в тро-

посфере сосредоточена основная масса водяного пара. Характерная особенность тропосферы – убывание температуры с высотой. На каждые 100 м высоты температура убывает в среднем на $0,6^{\circ}$. Средняя годовая температура на верхней границе тропосферы -50° , -60° , над экватором около -70° , над северным полюсом - зимой около -65° , а летом около -47° . Между тропосферой и стратосферой располагается переходный слой названный тропопаузой, толщиной порядка 1-2 км, температура в слое тропопаузы примерно постоянная. На уровне близких к тропопаузе, наблюдаются потоки воздуха в виде узких течений с очень большими скоростями (150-300 км/ч). Эти потоки называются струйными течениями.

Стратосфера ~ 11-(50-55) км характеризуется ростом температуры с высотой. До высоты 35 км этот рост происходит очень медленно, а выше 35 км этот рост происходит очень быстро и на верхней границе стратосферы достигает среднегодового значения около 0° С. Рост температуры с высотой в стратосфере объясняется поглощением солнечной радиации озоном. Водяной пар в стратосфере содержится в ничтожном количестве, поэтому обычные формы облаков в этом слое не образуются. Только изредка на высотах 20-25 км наблюдаются перламутровые облака. Исследования метеорологических ракет свидетельствуют, что в стратосфере тоже происходит интенсивная циркуляция воздуха. Переходный слой от стратосферы к мезосфере называется стратопаузой – этот слой мало изучен.

Мезосфера ~ от (50-55) до (80-85) км. В мезосфере наблюдается падение температуры с высотой до значений -70° , -80° С. Наблюдение за движением метеорных следов и ракетные данные свидетельствуют о том, что скорость ветра в мезосфере достигает 150м/с. Уменьшение температуры с высотой в мезосфере дает основание полагать наличие в ней интенсивных турбулентных движений. Над мезосферой расположена мезопауза, в которой иногда наблюдаются серебристые облака.

Термосфера от (80-85) до 800 км. В термосфере температура возрастает с высотой. По данным метеорологических ракет-зондов температура на высоте около 150 км равна примерно 220-240 К, на высоте 200 км достигает 500 К, а на верхней границе термосферы превышает 1000 К. Однако, температура на этих высотах характеризует только кинетическую энергию движения молекул. Постороннее тело, помещенное на эту высоту вследствие очень сильной разреженности воздуха не воспринимает такую температуру. Температура посторонних тел (ИСЗ, космические корабли, ракеты и т.д.) на этих высотах определяется в основном поглощаемой ими лучистой солнечной энергией.

Экзосфера: выше 800 км (сфера рассеяния) – внешний слой атмосферы простирающийся до земной короны т.е. постепенно переходящий в межпланетное пространство. Температура в экзосфере возрастает с высотой предположительно до 2000 К. В экзосфере газы находятся в весьма разреженном состоянии и частицы газа двигаются с колоссальными скоростями, почти не сталкиваясь друг с другом. В атмосфере имеется слой с высокой электрической проводимостью, образующийся в результате интенсивной ионизации воздуха космическими лучами, ультрафиолетовой и корпускулярной радиацией Солнца. Этот слой называется ионосферой. Нижняя граница этого слоя расположена на высоте 60-80 км, а верхняя достигает несколько сот километров.

1.6. Горизонтальная неоднородность тропосферы

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Обширные объемы воздуха в тропосфере, обладающие относительно однородными свойствами и перемещающиеся в одном из направлений называются воздушными массами. В основу изучения воздушных масс

положена их географическая классификация по месту формирования:

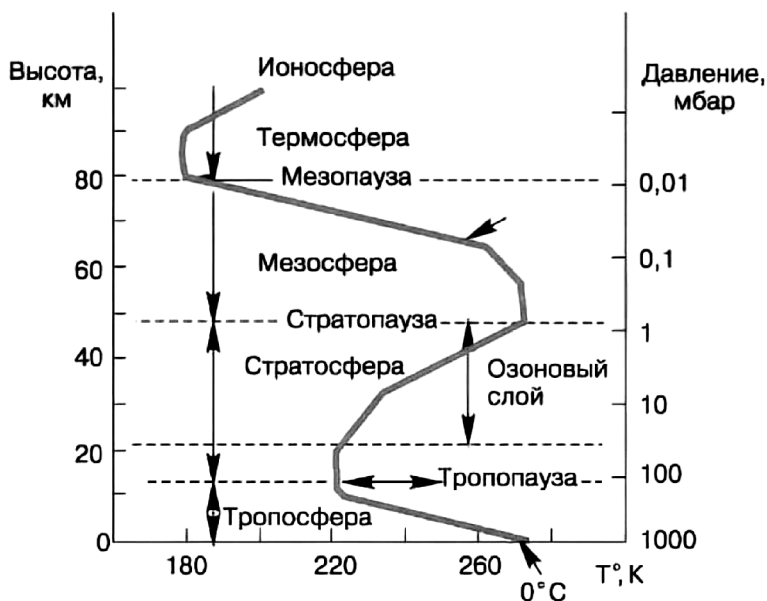


Рис. 1.2. Вертикальное строение атмосферы и стратификация температуры в них

Арктический воздух (АВ), формирующийся за полярным кругом.

Умеренный воздух (УВ), формирующийся в умеренных широтах.

Тропический воздух (ТВ), формирующийся в тропических и субтропических широтах.

Экваториальный воздух (ЭВ), формирующийся на экваторе.

Наряду с географической существует и термическая классификация воздушных масс: холодные воздушные массы (ХМ) и теплые (ТМ). В пределах одной воздушной массы метеорологические элементы изменяются незначи-

тельно. Однако при переходе одной воздушной массы в другую происходит скачкообразное изменение метеозлементов в горизонтальном направлении. Такие зоны называются фронтальными зонами или фронтальными поверхностями.

Фронтальная зона всегда наклонена в сторону холодного воздуха. Угол наклона составляет несколько угловых градусов. При прохождении фронтов часто наблюдаются: интенсивное облакообразование, выпадение осадков, усиление ветра, туманы, грозы, шквалы и др. опасные метеорологические явления.

1.7. Уравнение состояния атмосферного воздуха

Атмосферное давление является одной из наиболее существенных характеристик состояния атмосферы. В покоящейся атмосфере давление в любой точке равно весу вышележащего вертикального столба воздуха с единичным сечением. При наличии восходящих движений оно несколько меньше, а при нисходящих несколько больше чем в покоящейся атмосфере, но эта разность незначительна.

Атмосферное давление - очень изменчивый метеорологический элемент. Оно зависит от высоты атмосферы, плотности воздуха, высоты над уровнем моря, меняется в зависимости от географической широты.

Основными характеристиками физического состояния воздуха являются его температура T , давление P , и плотность ρ . Связь между этими величинами для идеальных газов выражается уравнением состояния [4,9,10] (уравнением Клайперона-Менделеева):

$$PV = \frac{m}{\mu} R^* T \text{ т.к. } \frac{m}{v} = \rho, \text{ } PV = \frac{\rho}{\mu} R^* T \quad (1.1)$$

где: μ - молекулярный вес газа, R^* - универсальная газовая постоянная численно равная: $R^* = 8,3143 \cdot 10^3$ дж / кмоль град. или

$$R^* = 8,3143 \cdot 10^7 \text{ эрг/ моль град.}$$

Физический смысл R^* – это работа (в эргах), которую может совершить один моль газа при нагревании на 1°C при постоянном давлении.

Если вместо универсальной газовой постоянной ввести удельную газовую постоянную: $R = \frac{R^*}{\mu} = 2,87 \cdot 10^6 \text{ эрг / град.}$, то получим уравнение состояния сухого воздуха:

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (1.2)$$

или введя удельный объем $V = 1/\rho$, $PV = RT$ (1.3).

Пользуясь уравнением состояния (1.2) можно записать

$$\rho_0 = \frac{p_0}{RT_0} \quad (1.4),$$

где: p_0 - нормальное атмосферное давление - 101330 н/м²;

T_0 - нормальная температура равная 273,15 К;

R - газовая постоянная сухого воздуха .

$R = 2,87 \cdot 10^2 \text{ Дж/кг} \cdot \text{град.}$ или $R = 2,87 \cdot 10^6 \text{ эрг/г} \cdot \text{град.}$

Подставив эти значения в (1.4) получим

$$\rho_0 = \frac{101330}{2,87 \cdot 10^2 \cdot 273,15} = 1,293 \text{ кг/м}^3$$

Найдем выражение, устанавливающее зависимость плотности воздуха от температуры, давления p и упругости водяного пара e .

Уравнение состояния сухого воздуха при давлении $p - e$ имеет вид:

$$\rho = \frac{p - e}{RT}$$

Для водяного пара уравнение состояния будет:

$$\rho_n = \frac{e}{R_n T} \quad (1.5)$$

где:

e – упругость водяного пара;

$R_n = 4,62 \cdot 10^6 \text{ эрг / г} \cdot \text{град.}$ - удельная газовая постоянная пара.

$\frac{R}{R_n} = 0,622$ поэтому (1.5) примет вид:

$$\rho_n = \frac{0,622e}{RT} \quad (1.6).$$

Плотность влажного воздуха $\rho_{вл} = \rho + \rho_n$, подставляя значения величин получим:

$$\rho_{вл} = \frac{p-e}{RT} + \frac{0,622e}{RT} = \frac{p}{RT} (1 - 0,378 \frac{e}{p}) \quad (1.7)$$

Упругость водяного пара мала по сравнению с атмосферным давлением, поэтому плотность сухого воздуха мало отличается от плотности влажного. Только при высокой температуре и большой влажности разность плотностей сухого и влажного воздуха становится заметной.

Для удобства расчетов термодинамических процессов влажного воздуха вводится физическая величина, называемая виртуальной температурой.

$$T_v = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right)$$

Виртуальной температурой называется температура, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность была равна плотности влажного воздуха, при том же давлении. При использовании виртуальной температуры универсальная газовая постоянная R становится одинаковой

для сухого и влажного воздуха: $\rho = \frac{p}{RT_v}$

Глава 2. СТАТИКА АТМОСФЕРЫ

2.1 Изменение плотности воздуха и атмосферного давления с высотой

Воздух является сжимаемым газом. Нижние слои атмосферы, прилегающие к земной поверхности, находятся под наибольшим давлением. С увеличением высоты давление уменьшается, поэтому обычно плотность воздуха с высотой тоже убывает. Однако плотность зависит не только от давления, но и от температуры воздуха, а так как температура с высотой понижается, то плотность с высотой убывает медленнее, чем давление. Возможны такие случаи, когда плотность с высотой остается постоянной. При вертикальном градиенте температуры равном $3,4^{\circ} / 100 \text{ м}$ плотность воздуха с высотой не меняется. Плотность воздуха обычно непосредственно не измеряется, чаще она вычисляется с помощью уравнения состояния по известной температуре и давлению. Плотность воздуха в среднем равна: на высоте уровня моря – $1,258 \text{ кг/м}^3$, на 5 км – $0,735 \text{ кг/м}^3$, на высоте 20 км – $0,087 \text{ кг/м}^3$, на высоте 40 км – $0,004 \text{ кг/м}^3$, на высоте 300 км – $\sim 10^{-11} \text{ кг/м}^3$, на высоте 500 км – 10^{-12} кг/м^3 . Соответственно вертикальному распределению плотности воздуха распределяется и масса атмосферы. Если принять изотермическую атмосферу с температурой 0°С , то до высоты 5,5 км содержится 50 % всей массы, до 10 км – 90%, до 36 км – 99%.

2.2 Основное уравнение статики атмосферы

По мере увеличения высоты над уровнем земли вышележащий столб воздуха уменьшается, поэтому атмосферное давление с высотой убывает. Если бы плотность воздуха с высотой была постоянной, уменьшение давления было бы пропорционально высоте. В действительности

плотность воздуха с высотой убывает и закон изменения давления с высотой оказывается более сложным.

Выделим в атмосфере объём воздуха (рис.1.3.) с поперечным сечением 1см^2 z – высота нижней площадки с давлением p ;

$z + \Delta z$ – высота верхней площадки при давлении $p - \Delta p$;

Δz – толщина слоя.

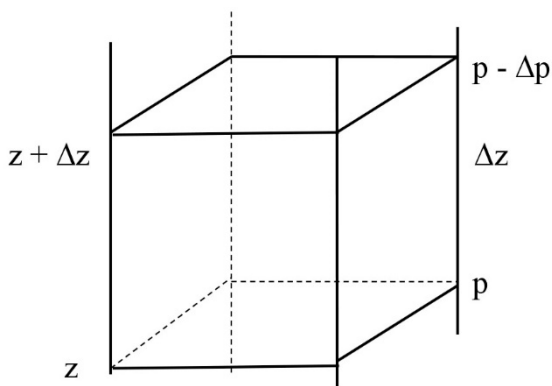


Рис. 1.3. Единичный объём воздуха в атмосфере

Предположим, что плотность воздуха неизменна в слое Δz . При условии равновесия избыточное давление ($-\Delta p$) должно уравновеситься весом воздуха в слое Δz ($\Delta z \rho g$) или

$$-\Delta p = \Delta z \rho g \quad (2.1)$$

Уравнение (2.1) называется основным уравнением статики атмосферы и выражает закон изменения давления с высотой в покоящейся атмосфере. Уравнение статики и все выводы из него в реальной атмосфере при наличии движения воздуха выполняются с достаточной степенью точности.

При одинаковом давлении плотность теплого воздуха меньше, чем холодного. Поэтому на одинаковых высотах в

холодной воздушной массе наблюдается более низкое давление, а в теплой более высокое давление.

Основное уравнение статики применимо только для очень тонких слоёв Δz воздуха, имеющего постоянную плотность ρ по высоте. Однако изменение температуры и плотности на различных высотах неодинаково. Поэтому в ряде практических задач основное уравнение статики применяется при тех или иных упрощающих предположениях.

Основное уравнение статики является одним из важнейших уравнений, на основе которого устанавливаются закономерности распределения плотности, давления и массы воздуха по высоте. В своем дифференциальном виде:

$$-dp = g\rho dz \text{ или } -\frac{dp}{dz} = g\rho \quad (2.2)$$

основное уравнение статики физически выражает собой равновесие двух сил: градиента давления и силы тяжести.

На основании уравнения статики атмосферы можно сделать три важных вывода:

1. Если высота возрастает ($dz > 0$), то в правой части уравнения (2.2) стоят положительные величины $g\rho dz > 0$, следовательно и левая часть тоже больше нуля $-dp > 0$ т.е. $dp < 0$. Это значит, что в атмосфере давление всегда падает с увеличением высоты.

2. Выделим в атмосфере вертикальный столб воздуха с поперечным сечением 1 см^2 и высотой от данного уровня z до верхней границы атмосферы z_v . Вес этого столба обозначим через Q

$$Q = \int_z^{z_v} g\rho dz \quad (2.3)$$

Проинтегрировав обе части уравнения в пределах от z , где давление равно p до z_v , где давление равно нулю (верхняя граница атмосферы) получим:

$$\int_p^0 -dp = \int_z^{\hat{z}} g\rho dz \quad (2.4) \text{ или } p = Q .$$

Таким образом, приходим ко второму понятию атмосферного давления. Атмосферное давление или давление воздуха на каждом уровне представляет собой вес столба воздуха с поперечным сечением 1 см^2 и высотой от данного уровня до верхней границы атмосферы.

3. Основное уравнение статики позволяет сделать выводы и относительно скорости падения давления с высотой. Согласно уравнения (2.2) при подъеме на одну и ту же высоту ($dz = \text{const}$) величина падения давления $-dp$ тем больше чем больше плотность воздуха ρ и ускорение силы тяжести g . С увеличением высоты плотность уменьшается. Это значит, что, чем выше расположен уровень тем меньше величина падения давления при подъеме на одну и ту же высоту dz .

Таким образом, приходим к выводу, что в холодной воздушной массе давление с высотой падает быстрее, чем в более теплой воздушной массе. Следствием этого вывода является тот факт, что на высотах в холодных воздушных массах преобладает низкое, а в теплых массах – высокое давление.

2.3 Барометрическая формула

Интегралы основного уравнения статики атмосферы, полученные при различных предположениях относительно изменения температуры и плотности воздуха с высотой, носят названия барометрических формул. Для получения интегральной формы основного уравнения статики атмосферы проинтегрируем левую и правую части уравнения (2.2) в пределах от уровня моря $z = 0$, где давление p_0 до произвольной высоты z , где давление p , получим

$$\int_{p_0}^p -dp = \int_0^z g\rho dz \quad \text{или} \quad -p + p_0 = \int_0^z g\rho dz$$

отсюда $p = p_0 - \int_0^z g\rho dz$. (2.5) здесь: $\rho = \rho(z)$ – функция

высоты.

Для вычисления по формуле (2.5) необходимо знать вид функции $\rho(z)$.

Вторую интегральную форму основного уравнения статики (2.2) получим если вместо ρ подставим его значение из уравнения состояния

$$\rho = \frac{p}{RT}. \quad \text{Получим: } \frac{dp}{p} = \frac{g dz}{RT} \quad (2.6)$$

R – удельная газовая постоянная.

Интегрируя (2.6) от 0 до z и от p_0 до p получим

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{1}{R} \int_0^z \frac{g dz}{T(z)} \quad (2.7).$$

Рассмотрим частные случаи распределения температуры и плотности в атмосфере.

2.3.1. Однородная атмосфера $\rho = \rho_0 = \text{const}$

В этом случае из формулы (2.5) получим барометрическую формулу однородной атмосферы. $p = p_0 - g\rho_0 z$. Согласно этой формуле давление с высотой падает по линейному закону.

Вычислим высоту H (давление на границе атмосферы $p = 0$) тогда $0 = p_0 - g\rho_0 H$ отсюда $H = p_0 / \rho_0 g$ (2.8) т. к. плотность воздуха непосредственно не измеряется, а вычисляется через другие параметры, то подставив в (2.8) формулу $\rho_0 = p_0 / RT_0$ получим:

$$H = \frac{RT_0}{g} = \frac{273 \cdot 287}{9,81} \approx 8000 \text{ м.}$$

В однородной атмосфере температура падает с высотой по линейному закону

$$T = T_0 - \gamma_A Z \quad (2.9)$$

Градиент температуры (γ_A) находится при дифференцировании уравнения состояния по z .

$$T = \frac{p}{p_0 R_1} \text{ или } \frac{dT}{dz} = \frac{1}{p_0 R_1} \frac{dp}{dz} \quad (2.10)$$

отсюда используя (2.2) получим:

$$\gamma_A = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_g} = 3,42 \text{ град } 100\text{м.}$$

Вертикальный градиент температуры в однородной атмосфере значительно больше среднего значения γ в пределах тропосферы.

2.3.2. Изменение плотности воздуха с высотой

Возьмем логарифмическую производную по высоте от левой и правой частей уравнения состояния $p = \rho R_c T$.

$R_c = R/\mu$ удельная газовая постоянная сухого воздуха равна

$287 \text{ м}^2/\text{сек}^2 \text{ град.}$ получим:

$$\frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = \frac{dp}{dz} + \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} \text{ заменяя } \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = \frac{g}{RT}$$

из (2.6) получим

$$\frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = -\frac{1}{T} \left(\frac{g}{R_c} + \frac{dT}{dz} \right) \text{ или } \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = \frac{1}{T} (\gamma - \gamma_A) \quad (2.11)$$

Формула (2.11) справедлива для любого распределения температуры с высотой. На ее основе можно сделать выводы относительно изменения плотности воздуха с высотой.

1. если $\gamma > \gamma_A = 3,42 \text{ град./100 м}$, то $dp/dz > 0$ т.е. плотность воздуха возрастает с высотой. В реальной атмосфере такое может наблюдаться только в дневные часы (летом) в

приземном слое атмосферы. Такое состояние является очень неустойчивым. Верхние более плотные частицы начнут опускаться вниз, а нижние подниматься вверх. Возникает движение воздуха называемое конвекцией. Отсюда γ_A -градиент автоконвекции.

2. если $\gamma_A = \gamma$, то $dp/dz = 0$ т.е. плотность воздуха не изменяется с высотой $\rho = \rho_0 = \text{const}$ – это случай однородной атмосферы.

3. если $\gamma < \gamma_A$, то $d\rho/dz < 0$ т.е. плотность воздуха убывает с высотой, этот случай является абсолютно преобладающим в атмосфере т.е. в реальной атмосфере плотность воздуха убывает с высотой.

2.3.3. Изотермическая атмосфера

Атмосфера называется изотермической, если температура не изменяется с высотой. $T = T_0 = \text{const.}$, где T_0 – температура на уровне моря. Изотермическая атмосфера во многом противоположна однородной атмосфере. Считая атмосферу сухой из уравнения (2.7) его интегрированием получим:

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{gz}{T_0 R_c} \text{ или } p(z) = P_0 \exp\left(-\frac{gz}{T_0 R_c}\right) \quad (2.12)$$

Давление с высотой в изотропной атмосфере убывает по экспоненте (показательному закону). Причём при более высокой температуре давление в изотермической атмосфере падает с высотой медленнее, чем при более низкой температуре. Или чем выше расположен слой атмосферы тем меньше величина падения давления с высотой.

Формулу для изменения плотности с высотой можно получить из (2.12), если давление заменить на плотность по уравнениям состояния:

$$\frac{p}{p_0} = \frac{\rho T_0}{\rho_0 T} \text{ но т.к. } T = T_0 = \text{const, то } \frac{T}{T_0} = 1.$$

$$\rho(z) = \rho_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_c T_0}\right).$$

2.3.4. Политропная атмосфера

Политропной называется такая атмосфера, в которой температура с высотой изменяется по линейному закону (с постоянной величиной вертикального градиента температуры). $T = T_0 - \gamma z$. Считая атмосферу сухой т.е. $T_c = T$ т.е. $T = T_0 - \gamma z$ и подставляя в уравнение (2.7) получим:

$\ln p = \ln p_0 - \frac{1}{R} \int_0^z \frac{g dz}{T(z)}$ проинтегрируем и получим барометрическую формулу политропной атмосферы.

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g / K_c \gamma} \quad (2.13)$$

Графически зависимость p от z для различных вертикальных градиентов температуры $\gamma_1 > \gamma_2$ представлены на рис.1.4.

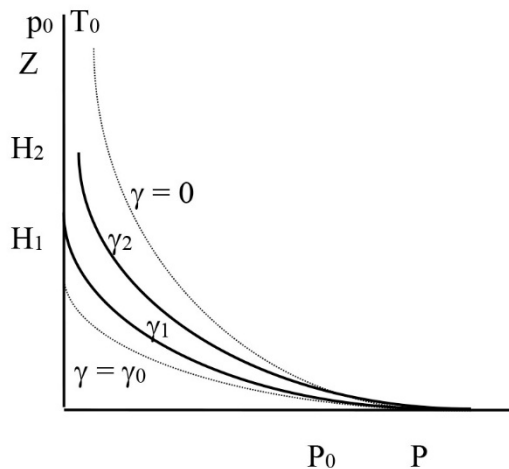


Рис. 1.4. Распределение давления с высотой для различных градиентов температуры

Формула для плотности воздуха в политропной атмосфере имеет вид:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R_{cy}} - 1} \quad (2.14).$$

2.3.5. Полная барометрическая формула (формула Лапласа)

При решении подавляющего большинства практических задач используется более упрощенная барометрическая формула реальной атмосферы, если считать воздух сухим и пренебречь зависимостью ускорения силы тяжести от широты и высоты:

$$z_2 - z_1 = B (1 + \alpha t_m) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (2.15)$$

возвращаясь к натуральным логарифмам и абсолютной температуре это уравнение можно записать в виде:

$$p_2 = p_1 \exp \left[-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_c T_m} \right] \quad (2.16)$$

где $T_m = 273 (1 + \alpha t_m)$ – средняя барометрическая температура слоя воздуха.

$B = 2,3$; $H_0 = 8\,000$ м – высота однородной атмосферы.

(2.15), (2.16) – сокращенные барометрические формулы Лапласа.

Пользуясь этими формулами, удобно определять мощность слоя изотермии по известным температуре и давлению на нижнем и верхнем уровнях. По этим формулам можно также найти высоту, на которой давление уменьшается вдвое, втрое и т.д.

2.3.6. Вертикальный градиент давления

Вертикальный градиент давления представляет собой изменение давления при перемещении на единицу высоты. Его можно получить из основного уравнения статики:

$$G_B = - \frac{dp}{dz} = g \rho$$

При этом плотность воздуха непосредственно не измеряется, ее удобнее выразить через температуру и давление.

$G_B = \frac{gp}{RT}$ – вертикальный градиент давления выражается в мб/100м.

Наибольшие градиенты давления наблюдаются в нижнем слое атмосферы, особенно при низких температурах. Величина вертикального градиента температуры при нормальных условиях на уровне моря равна $G_B = 12,5$ мб/100м.

2.3.7. Барическая ступень

Барическая ступень представляет собой ту высоту h , на которую нужно подняться (или опуститься), чтобы давление изменилось на 1 мб. Эта величина обратная вертикальному градиенту давления $h = \frac{1}{G_B}$

$$h = \frac{1}{G_B}$$

Из основного уравнения статики можно получить выражение барической ступени:

$$h = \frac{1}{G_B} = - \frac{dz}{dp} = \frac{1}{gp} = \frac{RT}{gp}$$

Единица измерения барической ступени м/мб. Барической ступенью удобно пользоваться при решении практических задач, например, для оценки давления по известной разности высот. Для облегчения вычислений барическая ступень преобразуется с использованием известных значений g и ρ .

$$h = \frac{2,87 \cdot 10^6 (273,15 + t)}{980,6 \cdot p} = \frac{8000}{p} (1 + \alpha t) \text{ м/мб.}$$

При температуре 0°C и давлении 1000 мб барическая ступень равна 8м /мб. Следовательно при обычных условиях у земной поверхности надо подняться примерно на высоту 8м, чтобы давление уменьшилось на 1мб.

Глава 3. ТЕРМОДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ

3.1. Уравнение первого начала термодинамики атмосферы

В термодинамике атмосферы наиболее широко используются выводы, возникающие из первого начала термодинамики, или закона сохранения энергии. Уравнение первого начала термодинамики для воздуха, рассматриваемого как идеальный газ принимает вид.

$$dq = C_v dT + A p dv_i \quad (3.1)$$

где: dq – количество теплоты сообщённое системе;

dT – изменение температуры воздуха;

p – давление;

v_i – удельный объём $1/\rho$;

A – тепловой эквивалент работы.

Теплота сообщаемая системе расходуется на изменение внутренней энергии и совершение работы против внешних сил.

Преобразуем уравнение (3.1) так, чтобы в правой части были только измеряемые величины. Для этого используется уравнение состояния воздуха

$$p v_i = R_c T_i \quad (3.2).$$

Продифференцируем (3.2), возьмем полный дифференциал.

$p dv_i + v_i dp = R_c dT_i$ или $p dv_i = R_c dT_i - v_i dp$ подставим в (3.1)

$$\text{получим } dq = (c_v + A R_c) dT_i - A v_i dp \quad (3.3).$$

Рассмотрим частный случай – изобарический процесс

($p = \text{const}, dp=0$), тогда уравнение (3.3) принимает вид:

$$dq = (c_v + A R_c) dT_i$$

с другой стороны при изобарическом процессе – $dq = C_p dT_i$,

где C_p – теплоёмкость при постоянном давлении.

Отсюда $C_p = C_v + A R_c$ или $C_p - C_v = A R_c$ (3.4) – это соотношение называется уравнением Майера.

Для сухого воздуха: $C_v = 0,718 \text{дж/ г; град} \approx 0,17 \text{ кал/ г; град}$.

$$C_p = 1,006 \text{дж/ г; град} \approx 0,24 \text{ кал/ г; град}.$$

$$C_p - C_v = 0,0685 \text{ кал/ г; град}.$$

$$\frac{C_p}{C_v} = \chi = 1,40.$$

Подставим значение $C_v + AR_c = C_p$ в (3.3) и с учётом (3.2) получим уравнение первого начала термодинамики, наиболее часто используемое в термодинамике атмосферы

$$dq = C_p dT_i - AR_c T_i \frac{dp}{p} \quad (3.5).$$

3.2. Адиабатический процесс

Термодинамический процесс называется адиабатическим, если он протекает без теплообмена с окружающей средой, т. е. $dq = 0$. Для такого процесса уравнения первого начала термодинамики принимают вид:

$$Ap dv_i = - C_v dT_i \quad (3.6)$$

$$C_p dT_i = AR_c T_i \frac{dp}{p} \quad (3.7)$$

При подъёме воздушной частицы (массы) объём её увеличивается

$dv_i > 0$, а давление падает $dp < 0$. Из уравнений (3.6) и (3.7) следует, что в случае адиабатического подъёма температура воздушной массы всегда падает ($dT_i < 0$).

Для двух состояний воздушной массы начальное p_0, T_0 и конечное p_i, T_i при адиабатическом процессе уравнение первого начала термодинамики можно записать в интегральной форме.

$$\int_{T_{i_0}}^{T_i} C_p \frac{dT_i}{T_i} = \int_{p_0}^p AR_c \frac{dp}{p} \quad \text{отсюда} \quad \frac{T_i}{T_{i_0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{AR_c}{C_p}} \quad \text{или}$$

$$\frac{T_i}{T_{i_0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{C_p - C_v}{C_p}}$$

$$\text{или} \quad \frac{T_i}{T_{i_0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\chi - 1}{\chi}} \quad (3.8) \quad \text{где} \quad \frac{AR_c}{C_p} = \frac{\chi - 1}{\chi} = 0,286.$$

Уравнение (3.8) представляет собой уравнение адиабатического процесса в интегральной форме (уравнение Пуассона) или уравнение сухой адиабаты.

3.2.1. Сухоадиабатический градиент

Рассмотрим изменение температуры в адиабатически поднимающейся частице (единичной массе) сухого воздуха. Для этого воспользуемся дифференциальным уравнением первого начала термодинамики для атмосферы:

$$C_p dT_i - AR_c T_i \frac{dp}{p} = 0 \quad (3.9)$$

и основным уравнением статики атмосферы, которое определяет изменение давления с высотой:

$$dp = -g \rho_c dz \quad \text{или} \quad \frac{dp}{p} = -g \frac{dz}{R_c T_c} \quad (3.10)$$

T_c - температура среды, T_i - температура частицы воздуха,

ρ_c - плотность среды.

Подставим (3.10) в (3.9), получим $C_p dT_i - \frac{AgT_i}{T_c} dz = 0$, если разделить слагаемые на $C_p dz$ найдем выражение для

изменения температуры с высотой при адиабатическом процессе

$$\left(\frac{dT_i}{dz} \right) = - \frac{AgT_i}{C_p T_c} \quad (3.11)$$

$$\text{обозначим } \gamma_a = - \left(\frac{dT_i}{dz} \right) = \frac{AgT_i}{C_p T_c} \quad (3.12)$$

Величина γ_a называется сухоадиабатическим градиентом, показывает падение температуры при подъёме на единицу высоты. В общем случае γ_a зависит от соотношения T_i/T_c , но в реальной атмосфере различия температуры воздушной частицы и окружающей среды невелико $T_i - T_c < 10^\circ \text{C}$, поэтому отношение $T_i/T_c \approx 1$, а сухоадиабатический градиент можно считать постоянным:

$$\gamma_a = \frac{Ag}{C_p} \quad (3.13) \text{ т.к.}$$

$$A = \frac{C_p - C_v}{R_c} \text{ то (3.13) можно переписать в виде}$$

$$\gamma_a = \frac{C_p - C_v}{C_p} \cdot \frac{g}{R_c} = \frac{\chi - 1}{\chi} \cdot \frac{g}{R_c} \text{ подставляя значения величин}$$

получим $\gamma_a = 0,98 \text{ град/ } 100\text{м.}$ т.е. температура, поднимающейся сухоадиабатически воздушной частицы падает примерно на один градус при подъёме на каждые 100м высоты.

Проинтегрировав (3.12) получим уравнение сухой адиабаты в виде,

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a z \approx T_{i0} - 0,01(z - z_0) \quad (3.14)$$

Это уравнение на графике представляется прямой линией и носит название линии состояния сухой воздушной частицы.

3.2.2. Потенциальная температура

На практике очень часто используется понятие потенциальной температуры (θ), это температура которую принимает частица, если её поднять (опустить) с исходного уровня до уровня, где давление равно 1000мб.

Рассмотрим два состояния воздушной частицы: начальное (T_i, p) и конечное ($\theta, 1000\text{мб}$), т.к. процесс адиабатический, то используем одно из уравнений Пуассона (3.8).

$$\frac{T_i}{\Theta} = \left(\frac{p}{1000} \right)^{\frac{\chi-1}{\chi}} \quad \text{или} \quad \Theta = T_i \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{\chi-1}{\chi}} \quad (3.15)$$

Приближённое выражение для потенциальной температуры при опускании частицы до уровня земли ($p_0 = 1000\text{мб}$) имеет вид:

$$\theta = T_i + \gamma_a z \quad \text{или т.к. } \gamma_a = 1^\circ/100\text{м} \quad \text{то} \quad \theta = T_i + z/100$$

Потенциальная температура обладает очень важными свойствами: при сухадиабатических перемещениях одной и той же воздушной частицы θ сохраняет постоянную величину. Логарифмируя и дифференцируя уравнения (3.15) получим:

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{AR_c}{C_p} \frac{dP}{P} \quad (3.16)$$

согласно (3.9) правая часть этого уравнения равна 0, поэтому

$$\frac{d\theta}{\theta} = 0; d\theta = 0; \theta = \text{const.}$$

Следовательно, если воздушная масса перемещается без теплообмена с окружающей средой (адиабатически), то её потенциальная температура остается постоянной. Если θ изменилось значит имеет место приток или отток тепла от воздушной частицы в окружающую среду.

3.3. Устойчивость атмосферы по отношению к сухоадиабатическому процессу (метод частицы)

Распределение температуры T_c окружающего частицу воздуха, характеризуется градиентом температуры

$$\gamma = -\frac{dT_c}{dz}$$

Если частица движется вверх или вниз, то изменение её температуры T_i характеризуется её сухоадиабатическим градиентом γ_a . Устойчивость атмосферы определяется соотношением γ и γ_a .

Рассмотрим различные случаи:

1. $\gamma > \gamma_a$ т.е. температура в атмосфере падает быстрее чем $1^\circ/100$ м. Это означает, что температура частицы T_i при подъеме на определенную высоту будет больше чем температура атмосферы T_c , а плотности $\rho_i < \rho_c$.

На каждом уровне на частицу воздуха единичного объема (1см^3) действуют две силы: сила тяжести, направленная вниз и равная $g\rho_i$; выталкивающая сила (Архимедова сила) равная $g\rho_c$ и направленная по вертикали. Равнодействующая этих двух сил $g(\rho_c - \rho_i)$ — называется силой плавучести, при $\rho_c > \rho_i$ ускорение направлено вверх, при $\rho_c < \rho_i$ — отрицательное, направлено вниз.

Ускорение частицы равно:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_c - \rho_i}{\rho_i} = g \frac{T_i - T_c}{T_c} \quad (3.17)$$

Из (3.17) следует, что при перемещении частицы вверх или вниз дальнейшее движение происходит с ускорением, поэтому стратификация атмосферы с градиентом $\gamma > \gamma_a$ называется сухонеустойчивой стратификацией.

2. $\gamma = \gamma_a$ — в этом случае на всех уровнях температура и плотность частицы и атмосферы равны и ускорение частицы тоже равно нулю. Такое состояние атмосферы называется сухобезразличной стратификацией.

3. $\gamma < \gamma_a$ – температура с высотой падает медленнее чем $1^\circ/100$ м. В этом случае при перемещении вверх температура частицы $T_i < T_c$ становится меньше температуры атмосферы, а плотность $\rho_i > \rho_c$ т.е. частица приобретая отрицательное ускорение, будет смещаться обратно в исходное положение. При опускании частицы она будет получать положительное ускорение и она также будет возвращаться в исходное положение. Такое состояние атмосферы $\gamma > \gamma_a$ называется сухоустойчивой стратификацией.

Температура влажной ненасыщенной частицы изменяется при адиабатическом подъеме практически также как и температура сухой воздушной частицы, а кривой состояния для влажного ненасыщенного воздуха служит сухая адиабата.

3.4 Влажноадиабатический процесс

Влажноадиабатическим называется процесс (адиабатический) протекающий во влажном насыщенном воздухе. При таком процессе происходит конденсация водяного пара или испарение уже имеющейся в атмосфере воды. Термодинамические процессы во влажном насыщенном воздухе существенно отличаются от процессов в сухом и влажном ненасыщенном воздухе. До тех пор пока влажный воздух не насыщен, его состояние меняется по сухоадиабатическому закону. Температура частицы уменьшается на $1^\circ/100$ м, удельная влажность – $s = \text{const}$, т.к. не происходит ни испарения ни конденсации водяного пара. Относительная же влажность f адиабатически поднимающегося воздуха

растет с увеличением высоты: $f = 100 \frac{e}{E}$, а $s = 0,622 \frac{e}{p}$

получим $f = \frac{100s}{0,622} \frac{p}{E}$.

Логарифмируя а затем дифференцируя это уравнение получим:

$$\frac{1}{f} \frac{df}{dz} = \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} - \frac{1}{E} \frac{dE}{dz} \quad (3.18)$$

учитывая, что $\frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = -\frac{g}{RT}$ из уравнения статики полу-

чим:

$$\frac{1}{E} \frac{dE}{dz} = \frac{1}{E} \frac{dE}{dT_i} \frac{dT_i}{dz} = -\frac{\gamma_a}{E} \frac{dE}{dT_i} \text{ т.к. } \frac{dT_i}{dz} = -\gamma_a$$

Подставляя эти значения в формулу (3.18) получим:

$$\frac{1}{f} \frac{df}{dz} = \frac{\gamma_a}{E} \frac{dE}{dT_i} - \frac{g}{RT} \quad (3.19)$$

Если воспользуемся известным уравнением Клайперона-Менделеева, то $\frac{dE}{dT} = \frac{LE}{ARnT^2}$; L- удельная теплота парообразования или конденсации.

То формула (3.19) окончательно переписется в виде:

$$\frac{1}{f} \frac{df}{dz} = \frac{1}{T} \left(\frac{L\gamma_a}{ARnT} - \frac{g}{R} \right) \quad (3.20)$$

Оценка правой части уравнения (3.20) показывает, что во всех случаях реальной атмосферы, она больше нуля. Таким образом относительная влажность с высотой возрастает ($df / dz > 0$). Наступает такой момент, когда частица достигает состояния насыщения ($f = 100 \%$).

Уровень, на котором влажный ненасыщенный воздух достигает состояния насыщения, называется уровнем конденсации z_k , а температура и давление на этом уровне (T_k и p_k).

Если влажная насыщенная частица поднимается и выше уровня конденсации, то благодаря понижению температуры начнется конденсация водяного пара. При конденсации выделяется скрытая теплота парообразования (~ 600 кал/грамм водяного пара). Благодаря этому температура частицы выше уровня конденсации остается выше температуры среды и уменьшается медленнее температуры окру-

жающей. Кривая состояния насыщенной частицы при её адиабатическом подъеме называется влажной адиабатой, а изменение температуры с высотой – влажноадиабатическим градиентом γ_a . Из сказанного следует, что при влажноадиабатическом процессе:

а) температура уменьшается с высотой медленнее чем при сухоадиабатическом процессе $\gamma_a < \gamma_a$;

б) удельная влажность S_m благодаря конденсации уменьшается с высотой;

в) относительная влажность постоянная и равна $f=100\%$.

Адиабатический подъем влажного воздуха до достижения уровня конденсации называется сухой адиабатой, а в состоянии насыщения (выше уровня конденсации) – влажной адиабатой.

3.5 Термодинамические графики

При анализе результатов метеонаблюдений широко используются графики и диаграммы, в частности термодинамический график (рис.3.1) называемый эмаграммой. На эмаграмме по оси абсцисс отложены температуры, по оси ординат – логарифмы давления, а также нанесены необходимые для анализа состояния атмосферы семейства кривых.

1. Изобары – прямые параллельные оси абсцисс (проведены через 10 мб для значений давления от 1050 до 200 мб).

2.Изотермы – прямые параллельные оси ординат (проведенные через один градус для значений температур от -65° до $+40^\circ$).

3.Сухие адиабаты – кривые (прямые) состояния сухой или влажной ненасыщенной частицы, вдоль которых сохраняет постоянное значение потенциальная температура ($\Theta = \text{const}$).



4. Влажные адиабаты (псевдоадиабаты) – кривые состояния влажного насыщенного воздуха.

5. Изограммы – кривые равных значений удельной влажности в состоянии насыщения $Sm = 0,622 \frac{E}{p - 0,378E}$.

Эмаграмма позволяет достаточно точно проводить анализ состояния атмосферы, на основе аэрологического зондирования.

По данным температурного зондирования атмосферы (с помощью радиозонда, ракеты или самолета) на эмаграмму наносится кривая стратификации атмосферы над данным пунктом.

Кроме кривой стратификации строится кривая состояния (кривая адиабатического подъема). Как правило, кривая стратификации и кривая состояния не совпадают.

На каждом уровне на частицу, имеющую плотность, отличную от плотности окружающей среды, действует сила плавучести. Работа, которую совершает эта сила при вертикальном смещении частиц (массой в 1 грамм) на элементарное расстояние dz равна:

$$dE = \frac{T_i - T_e}{T_e} dz \quad (3.21)$$

Используя основное уравнение статики перепишем это уравнение в виде:

$$dE = -R (T_i - T_e) d(\ln p) = -2,3 R (T_i - T_e) d(\lg p) \quad (3.22)$$

здесь 2,3 модуль перехода от натуральных к десятичным логарифмам.

На эограмме $-d(\lg p) = dy$ поэтому окончательно получим:

$$dE = B (T_i - T_e) dy \text{ где } B = 2,3 R = \text{const.}$$

Работа, совершенная силой плавучести при конечном перемещении частицы от уровня $z_1(p_1)$ до уровня $z_2(p_2)$ равна:

$$E = B \int_{p_1}^{p_2} (T_i - T_e) dy. \quad (3.23)$$

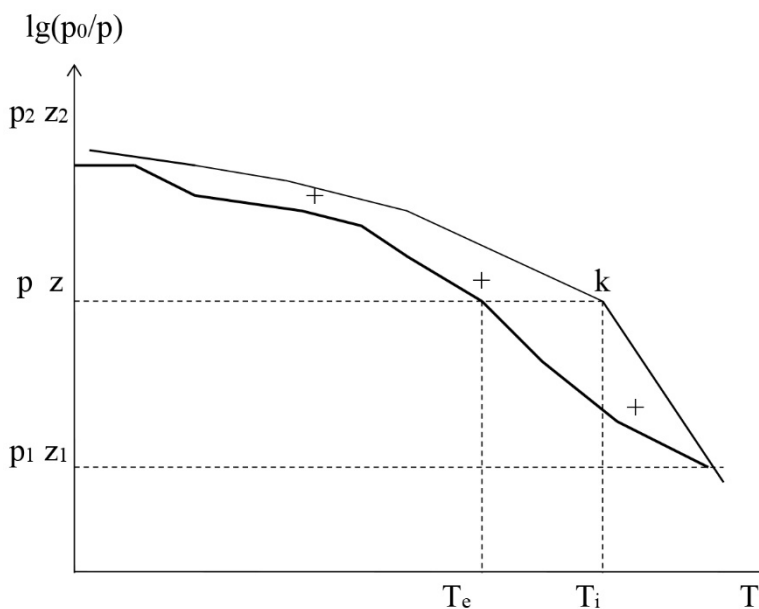


Рис.3.2. Энергия неустойчивости слоя атмосферы

Графически эта величина изображается на эмаграмме площадью, заключенной между кривой состояния и кривой стратификации с одной стороны и двумя изобарами (p_1 и p_2) рис.3.2. Работа E , совершаемая силой плавучести при адиабатическом перемещении единичной массы воздуха от нижней границы данного слоя до верхней, носит название энергии неустойчивости этого слоя.

Для знака энергии неустойчивости возможны три различных случая:

а) Кривая состояния лежит на всех уровнях правее кривой стратификации, тогда на всех уровнях $T_i > T_e$ и согласно формуле (3.23) $E > 0$, энергия неустойчивости положительна, при этом $\gamma > \gamma_a$. Атмосфера неустойчивая, наблюдается активная конвекция.

б) Кривая состояния лежит на всех уровнях левее кривой стратификации. Тогда на любом уровне $T_i < T_e$ и, согласно (3.23) $E < 0$ - энергия неустойчивости отрицательная. Конвективные движения не наблюдаются $\gamma < \gamma_a$.

в) Кривая состояния располагается в одних слоях справа, в других слоях слева. Общий запас энергии неустойчивости находится, как алгебраическая сумма площадей отдельных слоев.

Глава 4. ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ОБЛАКОВ И ИХ МИКРОСТРУКТУРА

Облака являются привычным явлением атмосферы, а сложность процессов их образования и развития, привлекают к ним внимание исследователей.

Облака, возникающие и разрушающиеся в земной атмосфере имеют огромное значение в жизнедеятельности человека. Стремление понять природу облакообразования и попытки вмешаться в этот процесс восходят к глубокой древности. И вместе с тем физика облаков ещё очень молода. По существу она превратилась в самостоятельный раздел науки об атмосфере лишь после второй мировой войны. Этому прежде всего способствовало бурное развитие авиации: полёты самолётов в сложных метеорологических условиях потребовали более глубоких знаний о строении облаков различных форм. С другой стороны самолёты стали той технической базой с помощью которой появилась возможность проникать в облака и изучать их изнутри.

Следующим мощным импульсом развития физики облаков послужило открытие физически обоснованных методов искусственного воздействия на облака, способствующего образованию осадков. Стремление реализовать на практике это открытие способствовало расширению фронта исследований. В результате в конце 50-х годов прошлого века был накоплен обширный эмпирический материал о строении облаков, размерах и концентрации облачных частиц, их распределении по размерам, фазовом строении облаков. В этот же период начались интенсивные теоретические исследования, ставившие своей целью – понять механизмы приводящие к образованию дождя в реальные промежутки времени, объяснить обнаруженные эмпирические закономерности распределения облачных капель по размерам.

В СССР появились первые монографии по физике облаков обобщающие накопленные знания: Шишкина Н. С.

(1954г.), Б. Дж. Мейсона (1961г.), Сулаквелидзе Г. К. (1967), Качурина Л. Г. (1978), Роджерса Р. Р. (1979), Мазина И. П., Шметера С. М. (1984). Эти книги несомненно способствовали возникновению в ряде вузов страны обязательных курсов по физике облаков.

В 60- 70 гг. молодая наука продолжала интенсивно развиваться и прогресс в развитии был связан с развитием самолётных и радиолокационных методов исследования, позволивших наряду с накоплением детальных сведений о строении облаков начать планомерные исследования процессов формирования и развития облачных систем и осадков.

Накопленный к настоящему времени материал позволяет ставить вопрос о разработке эмпирических моделей облаков различных форм на разной стадии их развития. Развитие спутниковых методов исследования, позволивших практически одновременно взглянуть на облака всего земного шара, дают основание полагать, что будут существенно развиты как эмпирические модели, так и климатология облаков.

Мощнейший импульс развитию теоретической физики облаков дают всё возрастающие возможности современных ЭВМ. Постепенно численные эксперименты становятся наряду с натурными исследованиями одним из основных средств познания закономерностей облако- и осадкообразования. Построение полуэмпирических моделей и параметризация различных процессов при численном моделировании стали необходимыми элементами исследований физики облаков.

Перед теоретиками и экспериментаторами возникли новые более тонкие задачи, учитывающие взаимосвязь микро – и макропроцессов. В частности понимание того, что микроструктура облака в сильной степени зависит от его динамики.

В результате возникла настоятельная потребность в привлечении к исследованиям по физике облаков не толь-

ко метеорологов, но и физиков, математиков, химиков и инженеров. Возросла в связи с этим необходимость подготовки соответствующих кадров.

4.1. Классификация облачности

В физике облаков приняты четыре типа облачности, различаемых по высоте нижней границы облака.

Облака верхнего яруса $H_{не} > 6 \text{ км}$.

Перистые облака (Ci – цирусы), перисто – кучевые (Cc), перисто – слоистые (Cs). Осадки из этих облаков могут выпадать в виде мелкого снега.

Облака среднего яруса $2 < H_{нг} < 6 \text{ км}$.

Высококучевые облака (Ac), высокослоистые (As).

Облака нижнего яруса $H_{нг} < 2 \text{ км}$.

Слоисто – кучевые облака (Sc), слоистые (St), слоисто дождевые (Ns).

Осадки из таких облаков выпадают в виде снега или моросящие.

Облака вертикального развития

Кучевые облака (Ci), кучево- дождевые (Cv). Облака из этого типа дают наиболее интенсивные осадки в виде ливня и града из кучево- дождевых облаков.

Общие свойства и микроструктура облаков представлены в таблице:

Форма облаков	Ннг км	ΔНкм мощн.	L км гориз. протяж	Фазово состояние	Разм. частиц мкм	N конц. част. см-3	W гт/ м3 макс. ввводн.	Время жизни	V м/с мах верт. скорос	Осад-ки
1. Слоистые (St)	0,1-0,7	0,1-1	10-103	жидкие	десятки	100	1,5	24ч	10см/с	морос.
2. Слоисто-кучевые (Sc)	0,2-0,4	0,1-1	10-103	капли	10	102	1,5	24ч	10см/с	морос.
3. Сл. дожд (Ns)	0,1-1,0	1-10	102-103	смешан	капли 1-10 крист 10-100	102	2,0	24ч	10см/с	дождь снег
4. Кучевые (Ci)	0,8-2,0	0,3-3,0	1-5	капли	1-10	102	0,8	10-40 мин	1	нет
5. Мощн. куч (Ci cond)	0,8-2,0	3-5	2-10	капли	1-10	102	5,5	10-40 мин.	10	нет
6. Кучево-дожд (Cv)	0,4-1,5	5-12	5-50	смешан	1- 103 мкм	102	10,0	10-60 мин.	15-20	ливни, град

4. 2. Фазовое строение облаков

В переохлажденных облаках всегда существует вероятность замерзания крупных капель (вероятность замерзания капель прямо пропорциональна её объёму). При более высоких температурах эта вероятность очень мала, следовательно при высоких температурах (от 0° до -10° C) кристаллов в облаках так мало $\sim (\sim 1\text{ л}^{-1})$, что они не оказывают существенного влияния ни на свойства облаков, ни на протекающие в них процессы. Концентрация капель для сравнения составляет $10^5 - 10^6 \text{ л}^{-1}$.

Смешанные облака, как правило, не устойчивы – капли испаряются или замерзают, кристаллы растут.

Время полной кристаллизации такого облака зависит от температуры, влажности облака и концентрации кристаллов в нём. Так при температуре $t^{\circ} = -20^{\circ}$ C, влажности $W = 0,1 \text{ г/ м}^3$ и $N = 1\text{ л}^{-1}$ для этого потребуется 5 ч, а при $N_i = 10^2 \text{ л}^{-1}$ только около 10 мин.

Фазовая структура облака может быть различная в разных точках облака и меняется со временем. Фазовое стро-

ение облака является важной характеристикой облаков при отрицательных температурах; во многом определяет активность облачных процессов и формирование осадков. Эти процессы наиболее активны в смешанных облаках и пассивны в кристаллических облаках.

Обычно выделяют три градации фазового состояния облака: капельные, смешанные и кристаллические. Фазовое строение того или иного облака зависит от многих факторов: основными при этом являются температура и вертикальные движения. В общем случае, без учета типа облачности фазовая структура облака в зависимости от температуры на верхней границе облака определяется по диаграмме (рис.4.1).

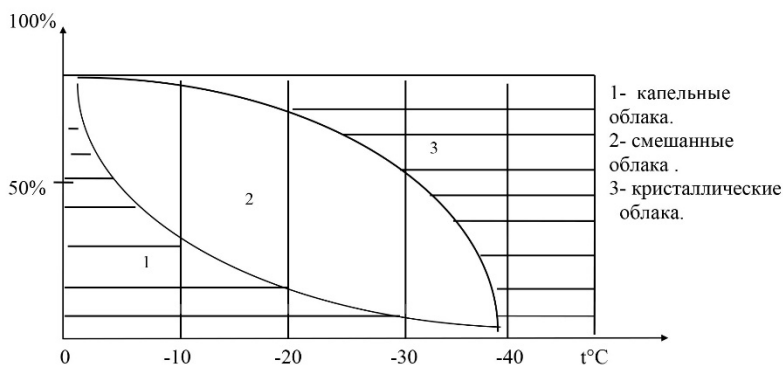


Рис.4.1. Фазовая структура облаков в зависимости от температуры верхней границы

Различие фазового состояния облаков определяется не только температурой на верхней границе, но и наличием вертикальных движений и мощностью облаков. Для умеренных широт повторяемость фазового состояния облаков различных форм следующая:

Сезон	Фазовое состояни- е	Форма обла- ков				
		St	Sc	Ns	Ac	As
Лето	капли	99,5	98,8	29	80	44
	смешанная	0,5	1,2	71	17	40
	кристаллы	0	0	0	3	16
Зима	капли	85	73	13	44	15
	смешанная	14	24	84	44	36
	кристаллы	1	3	3	12	49
Год	капли	89	83	17	62	24
	смешанная	10	16	81	30	36
	кристаллы	1	1,5	2	7	40

В Арктике и Антарктиде при той же температуре повторяемость капельных облаков выше, а кристаллических ниже. Это связано с тем, что в облаках полярных широт атмосфера чище. В тропиках, наоборот, вероятность появления кристаллов в облаках при той же температуре выше, чем в умеренных широтах.

4.3. Распределение облачных частиц по размерам

Наиболее важной характеристикой микроструктуры капельных облаков можно считать плотность распределения капель по размерам. На практике не возможно одновременно определить распределение частиц по размерам во всех точках облачного пространства, поэтому микроструктуру облака характеризуют осредненными по времени и по пространству спектрами размеров капель $n(r)$. Распределение капель по размерам является довольно изменчивой характеристикой, которая сильно зависит от масштабов осреднения. Отмечаются случаи, когда локальные спектры размеров, осредненные по малым объёмам ($1-10 \text{ м}^3$) до-

вольно узкие и коэффициент вариации $\varepsilon = \frac{\sigma}{r}$ (где σ – среднеквадратичное отклонение, r – средний радиус капли.) не превышает $0,1 - 0,2$. В тоже время спектры разме-

ров, осредненные по большим объемам (1 км^3) становятся значительно шире $\xi \rightarrow 0,5$.

Вид типичных локальных спектров можно представить графически (рис.4.2):

Область левее r_{\min} соответствует обводненным ядрам конденсации, т.е. каплям растворов солей, концентрация которых при влажности 100% не превосходит 1%. Значения r_{mod} обычно заключено между 3 и 7 мкм, а в смешанных облаках между 1,5 и 5 мкм. Соответственно облачные капли сосредоточены в области радиусов от единиц до десятков мкм. На диаграмме эта область от r_{\min} до r (где крупные частицы очень редки, их концентрация не более $0,1 \cdot 1\text{ см}^{-3}$). Спектр размеров в среднем хорошо описывается одномодальной кривой, которую можно охарактеризовать гамма-распределением:

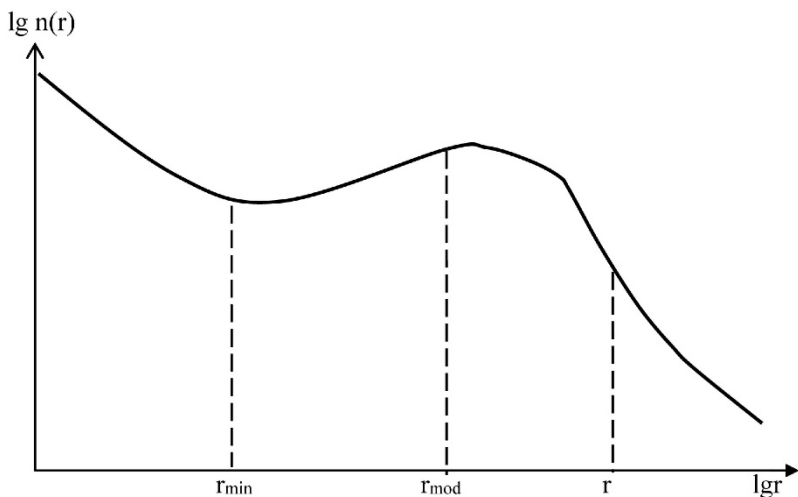


Рис.4.2. Распределение облачных частиц по размерам

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha + 1)\beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right) \quad (4.1)$$

Нормированный на единицу спектр имеет вид:

$$f(r) = \frac{n(r)}{N_0} = \frac{1}{\Gamma(\alpha+1)\beta^{\alpha+1}} r^\alpha \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right) \quad (4.2)$$

(4.2) формула Левина Л. М., при $\alpha = 2$ получаем формулу Хргиана – Мазина.

$$n(r) = A r^2 \exp(-br) \quad (4.3)$$

где: $A = 1,45 q \bar{r}^{-6} \rho_b^{-1}$ и $b = 3 \bar{r}^{-1}$, \bar{r} – средний радиус капель, q – водность облака, ρ_b – плотность воды.

$$\beta = \frac{3}{2(\alpha+3)}; \quad \alpha = \xi_r^{-2} - 1; \quad \xi_r = \frac{\sigma}{r} \quad - \text{относительная}$$

ширина спектра.

Относительная ширина спектра облачных капель является важной характеристикой облака. При осреднении по большим объёмам ξ_r – чаще всего принимает значения от 0,5 – 0,7, что значительно превосходит значения, рассчитанные по теории регулярного конденсационного роста капель. Однако эксперименты показали, что концентрация крупных капель радиусом более 20 мкм уменьшается с увеличением размеров частиц не так быстро, как это следует из формул экспоненциального типа (4.1 – 4.3). Поэтому формулы (4.1 -4.3) действительно пригодны для описания экспериментальных данных в диапазоне r от 2 -3 до 20-30 мкм. Спектр размеров более крупных облачных капель хорошо описывается степенным законом.

$$N(r) = N_i \left(\frac{r_i}{r} \right)^{\alpha-1} \quad (4.4)$$

N_i – концентрация (м^{-3}) капель радиусом более 85 мкм.

4.4. Общие аспекты образования облачных капель

Фазовые переходы в атмосфере играют важную роль в формировании микроструктуры облаков. В облаках возможны следующие фазовые переходы:

пар \leftrightarrow жидкость (конденсация, испарение);

жидкость \leftrightarrow твердое состояние (замерзание, таяние);

пар \leftrightarrow твердое состояние (сублимация, возгонка).

Переходы слева направо в сторону увеличения молекулярного порядка являются фактически процессами облакообразования. Условия равновесия фаз определяются насыщением, при котором скорости испарения и конденсации равны.

Для перехода в более упорядоченные состояния молекулам приходится преодолевать высокий потенциальный барьер. Наличие потенциального барьера, связанного с поверхностными силами, не позволяет пару конденсироваться на каплях, если упругость пара равна насыщающей относительно большого объёма воды. Другими словами, не следует ожидать образования водяных капель, если влажный воздух адиабатически охлаждается до точки насыщения. В чистом водяном паре капельки начинают образовываться только при значительном пересыщении относительно плоской поверхности воды.

Однако, в природе облачные капли образуются сразу же, как только поднимающийся влажный воздух достигает уровня насыщения (уровня конденсации). Объяснение такого явления заключается в том, что атмосферный воздух содержит значительное число частиц микронных и субмикронных размеров, которые и служат центрами конденсации. Эти частицы называются ядрами конденсации. Процесс, в результате которого в газообразной фазе зарождаются капли на присутствующих инородных частицах, называется *гетерогенной* нуклеацией.

Образование капель в чистом водяном паре, требующем значительных пересыщений, называется *гомогенной* нуклеацией. Процессы фазовых переходов, при которых преодолевается энергетический потенциальный барьер, типа переходов пар – жидкость или жидкость – лёд называются процессами нуклеации. На рис. 4.3 (см. приложение) представлены облачные и дождевые капли.

4. 5. Атмосферные ядра конденсации

В атмосфере облачные капли формируются на аэрозолях называемых ядрами конденсации или гигроскопическими ядрами. Скорость образования капель определяется концентрацией этих ядер. В общем случае, аэрозоли по способности усваивать парообразную воду, можно разделить на гигроскопические, нейтральные и гидрофобные. Нуклеация на нейтральном аэрозоле требует положительных пересыщений, значения которых зависят от размера аэрозольных частиц. На гидрофобной аэрозольной частице, которая оказывает сопротивление смачиванию, нуклеация ещё более затруднена и требует ещё больших пересыщений. Но для гигроскопических частиц, которые растворимы и поглощают воду, пересыщения, необходимые для образования капель, могут быть незначительными.

Впервые наличие атмосферных ядер конденсации высказал Дж. Айткен (1923, Кембридж). Весь спектр ядер конденсации подразделяется по размерам на три диапазона:

$10^{-7} \text{ см} < r < 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}$ – ядра Айткена;

$2 \cdot 10^{-5} \text{ см} < r < 10^{-4} \text{ см}$ – крупные ядра;

$r > 1 \text{ мкм}$ – гигантские ядра.

Самый большой вклад, выраженный в массе аэрозоля на единицу объёма, вносят крупные ядра. Концентрация ядер конденсации над океаном составляет порядка 10^2 см^{-3} , а над сушей, особенно в промышленных городах достигает значения 10^6 см^{-3} .

Источниками атмосферных ядер конденсации являются:

- конденсация и сублимация паров во время образования дымов в газовых реакциях (ядра Айткена);
- механическое разрушение и рассеивание вещества т.е. образование пыли и брызг (крупные ядра);
- коагуляция (агрегация) ядер конденсации, более крупные и смешанные по составу частицы (гигантские ядра).

Распределение аэрозоля по размерам, так же как и распределение облачных частиц описывается с помощью функции распределения $n(r)$, определяемой так, что величина $n(r) dr$ равна числу частиц в единичном объёме воздуха, радиусы которых находятся в интервале между r и $r + dr$. Интегральная форма распределения имеет вид:

$$N(r) = \int_r^{\infty} n(r) dr \quad (4.5)$$

выражающем число частиц в единичном объёме, радиусы которых больше r .

Из (4.5) следует:

$$n(r) = \frac{d}{dr} N(r) \quad (4.6).$$

Вследствие широкого диапазона, в котором изменяется как, $n(r)$, так и r , для аэрозолей часто применяют функцию распределения $n_1(r)$, определяемую как

$$n_1(r) = \frac{d}{d(\log r)} N(r) \quad (4.7)$$

равную числу частиц в единичном интервале размеров $d(\log r)$.

Хотя спектры аэрозолей весьма изменчивы всё же для таких приложений, как диффузионный рост, рассеяние света в атмосфере и теплопередача излучением, целесообразно иметь приближённую аналитическую форму спектра размеров. Одной из таких моделей, которая часто используется, является распределение Юнге, определяемое в виде:

$$n_1(r) = Ar^{-3} \quad (4.8) \quad \text{или} \quad \frac{dN}{d(\log r)} = Ar^3 \quad (4.9).$$

Глава 5. КОНДЕНСАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ

5.1. Термодинамический вывод формулы У. Томсона

Вильсон К. (начало XX века) установил, что во влажном насыщенном воздухе, не содержащем инородных частиц сконденсированные капли воды появляются при температуре $t^\circ = 20^\circ$ только при адиабатическом расширении превышающем 1,37 раза, что соответствует восьмикратному пересыщению.

В отсутствии инородных частиц комплексы молекул конденсированной фазы могут возникнуть только в результате спонтанных (случайных) столкновений молекул. Образовавшиеся комплексы молекул фазы конденсации разрушаются вследствие флуктуации температуры среды и давления водяного пара. Однако некоторые комплексы молекул (зародыши) могут расти, если их размер превышает некоторый критический размер.

Английский физик Уильям Томсон (лорд Кельвин, 1871) вывел уравнение для критического радиуса, при достижении которого сферический зародыш жидкой фазы может находиться в равновесии с паром.

Предположим капля образовалась в результате конденсации n молекул пара. Если т.д. потенциал Гиббса каждой молекулы в фазе пара обозначить через F_n , а в жидкой фазе $F_{ж}$, тогда общее изменение свободной энергии системы при образовании капли будет

$$F = (F_{ж} - F_n) n + 4\pi r^2 \sigma_{пж} \quad (5.1)$$

$$\text{или} \quad F = (F_{ж} - F_n) n + \alpha n^{2/3} \quad (5.2)$$

где: $\alpha n^{2/3} = 4\pi r^2 \sigma_{пж}$ – свободная энергия поверхности капли.

Условие равновесия между жидкой фазой (каплями) и паром может быть получено, если $\frac{dF}{dn} = 0$, тогда из (5.2) следует

$$\frac{dF}{dn} = (F_c - F_n) = -\frac{2}{3} \alpha n^{-\frac{1}{3}} = -\frac{2}{3} \alpha \frac{n}{n} n^{-\frac{1}{3}} = -\frac{2}{3} \alpha \frac{n^{\frac{2}{3}}}{n} = -\frac{8}{3} \frac{\pi r^2 \sigma_{cn}}{n} \quad (5.3)$$

$$\text{С другой стороны} \quad n = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{\rho_k \cdot N}{M} \quad (5.4)$$

N – число Авогадро, M – молекулярный вес воды.

$$\text{Подставляя (5.4) в (5.3) получим: } F_c - F_n = \frac{2M\sigma}{N\rho_k \cdot r} \quad (5.5)$$

где: r – критический (min) радиус капли.

Далее предположим, что при изотермическом процессе при незначительном изменении давления пара dp соответствующее изменение свободной энергии каждой молекулы составит dF_n . Если v_n объём молекулы в фазе пара, то

$$dF_n = v_n \cdot dp$$

Изменение энергии в фазе жидкости будет

$$dF_{ж} = v_{ж} \cdot dp$$

Отсюда, $d(F_n - F_{ж}) = (v_n - v_{ж}) dp$. т.к. $v_n \gg v_{ж}$, то с учётом уравнения состояния газа получим

$$d(F_n - F_{ж}) = v_n dp = \frac{RT}{P} dp \quad (5.6)$$

Интегрируя (5.6) по значениям упругости пара от P_∞ до P получим:

$$F_n - F_{ж} = RT \ln \frac{P}{P_\infty} \quad (5.7). \text{ Подставляя (5.7) в (5.5) полу-}$$

чим

$$\ln \frac{P}{P_\infty} = \frac{2M\sigma}{\rho_k RT r} \quad \text{или} \quad r = \frac{2M\sigma}{\rho_k RT \ln \frac{P}{P_\infty}} \quad (5.8) \quad - \text{ формула}$$

Томсона.

Формулу У. Томсона (5.8) можно привести к виду:

$$P_r = P_\infty \left(1 + \frac{C_r}{r}\right) \quad (5.9), \text{ где } C_r = \frac{2M\sigma}{\rho_k RT}$$

Из уравнения (5.9) следует, что упругость насыщения водяного пара над каплей зависит от радиуса капли (r). Над мелкими каплями упругость насыщения больше чем над крупными, что приводит к «перекачке» водяного пара с мелких капель на крупные (эффект Томсона).

Как показали расчёты, влияние кривизны поверхности оказывается существенным только для частиц размером менее 10 мкм.

Наличие примесей в растворах приводит к уменьшению упругости насыщения водяного пара над каплей раствора по закону Рауля:

$$P_{r,m} = P_r \left[1 - \frac{C_m}{r^3}\right] \quad (5.10)$$

P_r – упругость насыщения над каплей дистиллированной воды радиусом r .

$P_{r,m}$ – упругость насыщения над каплей, содержащей примеси солей и кислот.

$C_m = \text{const.}$ для данного раствора функция радиуса капли в состоянии насыщения раствора.

Наличие заряда на поверхности капель тоже оказывает влияние на упругость насыщения водяного пара. Как показал Вильсон, для конденсации водяного пара на отрицательных ионах достаточно расширение 1,28 (четырёхкратное пересыщение) на положительных 1,31 (шестикратное). В общем случае влияние радиуса кривизны, минерализации и ионизации определяется выражением:

$$P_{r,m,q} = P_\infty \left[1 + \frac{C_r}{r} - \frac{C_m}{r^3} - \frac{C_\varepsilon}{r^4}\right] \quad (5.11),$$

$$\text{где } C_\varepsilon = \frac{q^2}{8\pi\varepsilon};$$

q – заряд капли; ε – диэлектрическая проницаемость среды.

5. 2. Рост облачных частиц за счёт конденсации. Диффузионный рост капли

Для того, чтобы маленькие капельки воды могли стать облачными каплями, находящимися в устойчивом равновесии с паром, необходимо чтобы их размеры были больше критического $r > r_k$ и давление водяного пара соответствовало насыщению над поверхностью капли. После достижения критического размера капля растёт за счёт диффузии молекул пара к её поверхности.

Обозначим концентрацию молекул пара на расстоянии R от центра капли через $n(R)$. Поле пара можно описывать и с помощью плотности пара $\rho_n(R) = n \cdot m_i$ где: m_i - масса одной молекулы воды, n - их количество.

Процесс роста капли предполагается изотропным (т.е. $n(R)$ или $\rho_n(R)$ не зависят от направления от капли).

При условии стационарности процесса поле пара определяется следующим уравнением:

$$n(R) = n_0 - \frac{r}{R}(n_0 - n_r) \quad (5.12)$$

при $R \rightarrow \infty$, $n \rightarrow n_0$ т.е. стремится к невозмущённому значению концентрации пара.

при $R \rightarrow r$, $n \rightarrow n_r$ т.е. стремится к концентрации пара вблизи поверхности капли/

Поток молекул на поверхность капли равен $D \left(\frac{dn}{dR} \right)_{R=r}$

Скорость диффузного роста массы капли определяется уравнением

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r^2 D \left(\frac{dn}{dR} \right)_{R=r} \cdot m \quad (5.13)$$

используя (5.12) и (5.13) находим:

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D(n_0 - n_r)m \quad (5.14)$$

выражая, полученный результат через плотность пара получим:

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D(\rho_n - \rho_{nr}) \quad (5.15),$$

где: ρ_n – плотность окружающего пара, ρ_{nr} – плотность пара вблизи поверхности капли.

С конденсацией связано высвобождение скрытой теплоты конденсации, которая приводит к повышению температуры капли. Диффузия тепла от капли в среду описывается уравнением:

$$\frac{dQ}{dt} = 4\pi r K(T_r - T) \quad (5.16)$$

где T_r – температура у поверхности капли;

T – невозмущенная температура окружающего воздуха;

K – коэффициент теплопроводности воздуха.

Из (5.14) и (5.16) получим, что скорость изменения температуры у поверхности капли равна:

$$L \frac{dM}{dt} - \frac{dQ}{dt} = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_k \cdot c \frac{dT_r}{dt} \quad (5.17),$$

где: L – удельная (скрытая) теплота испарения (конденсации) при ρ и $T = \text{const}$ (677 кал/г.);

ρ_k – плотность воды (капли);

c – удельная теплоёмкость воды.

Для установившегося процесса роста $\frac{dT_r}{dt} = 0$, тогда получим

$$L \frac{dM}{dt} = \frac{dQ}{dt} \quad (5.18)$$

подставляя в (5.18) значения величин из (5.15) и (5.16) получим:

$$\frac{\rho_n - \rho_{nr}}{T_r - T} = \frac{K}{LD} \quad (5.19)$$

В уравнении (5.19) внешние условия задаются давлением ρ_n и T - температурой окружающей среды, а соотношение: $\frac{K}{LD}$ слабо зависит от температуры.

Из уравнения состояния водяного пара с учётом кривизны поверхности капли и раствора солей следует:

$$\rho_{n,r} = \frac{P_s(r)}{RT_r} = \left(1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}\right) \frac{P_s(T_r)}{RT_r} \quad (5.20),$$

где: $P_s(r)$, $P_s(T_r)$ – соответственно давление насыщения пара над каплей и над плоской поверхностью при температуре T_r .

$$a = 3,3 \cdot 10^{-5} / T;$$

$$b = 4,3 \text{ i } M/m_s$$

i – степень ионной диссоциации для Ncl $i \approx 2$;

M – масса растворенного вещества;

m_s – относительная молекулярная масса растворенного вещества.

Систему уравнений (5.19) и (5.20) можно решить численным методом относительно ρ_{nr} и T_r и оценить таким образом скорость конденсационного роста капли. Вместо численного метода используем аналитическое (приближённое решение), выполненное Б. Дж. Мейсоном [5], которое имеет вид:

$$\frac{d\rho_n}{\rho_n} = \frac{L}{\rho_n} \frac{dT}{T^2} - \frac{dT}{T} \quad (5.21)$$

Интегрирование этого уравнения от T_r до T даёт

$$\ln \frac{\rho_n}{\rho_{nr}} = (T - T_r) \cdot \left(\frac{L}{R \cdot T_r \cdot T} - \frac{1}{T_r} \right) \quad (5.22)$$

Проведя ряд упрощений и используя уравнения (5.15) и (5.16) было получено уравнение роста капли с учётом диффузии и теплопроводности:

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{S-1}{\left[\left(\frac{L}{RT} - 1 \right) \cdot \frac{L\rho_k}{KT} + \frac{\rho_k \cdot RT}{DP_\infty(T)} \right]} = \frac{S-1}{F_k + F_D} \quad (5.23),$$

где: $S = \frac{P(T)}{P_\infty(T)}$ - относительная влажность в окружающей среде;

$$F_k = \left(\frac{L}{RT} - 1 \right) \cdot \frac{L\rho_k}{KT} - \text{определяет теплопроводность с}$$

поверхности капли;

$$F_D = \frac{\rho_k RT}{DP_\infty(T)} - \text{определяет диффузию водяного пара.}$$

Коэффициент теплопроводности K и диффузии D зависят от температуры: например при 0°C : $K = 2,43 \cdot 10^3 \text{ эрг/с см}^\circ\text{K}$; $D = 0,226 \text{ см}^2/\text{с}$,

при $t^\circ\text{C} = 20$: $K = 2,57 \cdot 10^3 \text{ эрг/с см}^\circ\text{K}$; $D = 0,257 \text{ см}^2/\text{с}$.

Далее, если считать процесс установившимся, то из (5.23) получим, что радиус капли увеличивается по закону:

$$r(t) = \sqrt{r_0^2 + 2ct} \quad (5.24)$$

$$\text{где: } c = \frac{S-1}{F_k + F_D}$$

Параболическая форма уравнения (5.24) приводит к сужению распределения капель по размерам в процессе роста. Например, если две капельки с начальными радиусами 1 и 10 мкм растут при одинаковых условиях, то за одно и то же время большая вырастает до 14 мкм, а маленькая до 10 мкм. Расчёты по формуле (5.24) при $T = 273\text{K}$, $P = 900 \text{ мб}$ и пересыщении $S = 0,05\%$ позволяют оценить время роста капель.

Время (с) роста капель (начальным радиусом 0,75 мкм) за счёт конденсации

Ради- ус, мкм	Масса зародыша (г)		
	10^{-14}	10^{-13}	10^{-12}
1	2,4	0,15	0,013
2	130	7,0	0,61
5	1000	320	62
10	2700	1800	870
20	8500	7400	5900
30	17500	16000	14500
50	44500	43500	41500

Скорость испарения капель также описывается соотношением (5.23). В этом случае $S < 1$ и $dr/dt < 0$. Зная зависимость скорости падения капель от их размера, можно по (5.23) найти путь, который пройдет падающая капля до полного испарения. Для капель радиусом меньше 50 мкм установившаяся скорость падения пропорциональна квадрату радиуса, а путь, проходимый каплей до полного испарения, растёт пропорционально 4-ой степени радиуса. На основе этого приближения рассчитывается путь проходимый каплей до полного испарения, в изотермической атмосфере с $T = 280 \text{ K}$, $S = 0,8$.

Начальный радиус (мкм)	1	3	10	30	100	150
Путь полного испарения (м)	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	1, 7	208	1005

Резкое увеличение пути падения с ростом радиуса даёт подходящую основу для разделения капель на облачные и дождевые (капли осадков).

Дождевые капли (капли осадков) – это достаточно крупные капли, которые достигают поверхности земли не испаряясь. Облачные капли – это достаточно мелкие капли, которые испаряются вскоре после выпадения из облака. Условно принято, что капли размером $r = 100 \text{ мкм}$ (0,1 мм) и больше этого размера называются частицами осадков или дождевыми. На практике капли радиусом около 0,1 мм относятся к каплям мороси.

Теория конденсационного роста облачных капель указывает на сужение спектра капель, однако, наблюдаемые в

облаках спектры размеров капель свидетельствуют о существовании тенденции к их расширению со временем. Именно такое расширение может привести к образованию дождя. И хотя диффузионная теория позволяет объяснить ранние стадии развития капель, ещё нет общепринятой точки зрения на то, как спектр капель спустя некоторое время после их образования расширяется в области размеров от нескольких микрон до примерно 20 мкм.

Глава 6. ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ В ЖИДКОКАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКАХ

6.1. Коагуляционный рост облачных капель

Большая часть всех осадков в мире выпадает на землю в виде дождя, значительное количество которого дают облака с верхней границей, лежащей в слоях атмосферы с положительными температурами воздуха. В этих «теплых» облаках механизмом образования осадков является коагуляция облачных капель. Будучи несомненно основным осадкообразующим процессом в тропиках, коагуляция существенна также и в кучевых облаках умеренных широт, вершины которых не поднимаются выше нулевой изотермы.

Столкновения капель могут происходить из-за различной реакции капель разных размеров на действие гравитационных, электрических и аэродинамических сил. В облаках преобладают гравитационные эффекты: крупные капли падают быстрее мелких, догоняют и захватывают часть мелких капель, лежащих на их пути. Падая, капля сталкивается только с частью более мелких капелек, лежащих на ее пути, остальные же уносятся вместе с воздухом, обтекающим каплю. Отношение фактического числа столкновений к числу столкновений, которые имели бы место при полном геометрическом захвате, называется коэффициентом столкновения и зависит главным образом от размера капли – коллектора и размеров захватываемых капель.

Столкновение еще не гарантирует слияния капель. Когда сталкивается пара капель, возможны взаимодействия нескольких типов:

- 1) капли могут отскочить друг от друга;
- 2) может произойти слияние капель;
- 3) капли могут одновременно объединиться, а затем разойтись, сохраняя свою индивидуальность;

4) после временного объединения капли могут раздробиться на ряд более мелких капель.

Типы взаимодействия зависят от размеров капель и траекторий их сближения, а также от наличия электрических сил и от других факторов. Для капель радиусом меньше 100 мкм важны взаимодействия первого и второго типов. Отношение числа слияний к числу столкновений называется коэффициентом слияния. Коагуляционный рост капель определяется коэффициентом захвата, который равен произведению коэффициентов столкновения и слияния. Лабораторные исследования сталкивающихся мелких капель показывают, что коэффициент слияния близок к единице, если капли заряжены или если имеется электрическое поле. Так как в реальных облаках всегда существуют слабые поля и заряды, при теоретических исследованиях коагуляционного роста капель обычно предполагается, что коэффициент захвата равен коэффициенту столкновения.

6.2. Установившаяся скорость падения капли

Сила сопротивления, действующая на сферу радиусом r со стороны вязкой жидкости, определяется как

$$F_R = \frac{\pi}{2} r^2 u^2 \rho C_D, \quad (6.1)$$

где u – скорость движения сферы относительно жидкости;

ρ – плотность жидкости;

C_D – коэффициент сопротивления, характеризующий течение.

Воспользовавшись числом Рейнольдса $Re = 2\rho ur/\mu$, где μ – динамическая вязкость жидкости, (6.1) можно записать в форме

$$F_R = 6\pi \mu r u (C_D Re / 24). \quad (6.2)$$

Сила тяжести, действующая на сферу, определяется выражением

$$F_G = \frac{4}{3} \pi r^3 g (\rho_L - \rho)$$

где: ρ_L – плотность сферы. Для водяной капли, падающей в воздухе,

$\rho_L \gg \rho$ и с достаточной точностью:

$$F_G = \frac{4}{3} \pi r^3 g \rho_L \quad (6.3)$$

Если $F_G = F_R$, то капля падает относительно воздуха с установившейся скоростью. Для этих условий:

$$u^2 = \frac{8 r g \rho_L}{3 \rho C_D}$$

Или:
$$u = \frac{2}{9} \frac{r^2 g \rho_L}{(C_D R_e / 24) \mu} \quad (6.4)$$

Для поля течения вокруг сферы при очень малых числах Рейнольдса ($C_D R_e / 24 = 1$). В этом случае (6.4) сводится к:

$$u = \frac{2}{9} \frac{r^2 g \rho_L}{\mu} = k_1 r^2 \quad (6.5)$$

где $k_1 \approx 1,19 \cdot 10^6 \text{ см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$. Эта квадратическая зависимость скорости падения от размера называется законом Стокса и применима к облачным каплям радиусом меньше 40 мкм.

Эксперименты с падающими сферами показывают, что при достаточно больших числах Рейнольдса C_D становится независимым от R_e и приблизительно равно 0,45. Подстановка этого значения в формулу (6.4) ведет к зависимости

$$u = k_2 r^{1/2} \quad (6.6)$$

где: $k_2 = 2,2 \cdot 10^3 (\rho_0 / \rho)^{1/2} \text{ см}^{1/2} \cdot \text{с}^{-1} \quad (6.7)$

В выражении (6.7) ρ – плотность воздуха, в котором падает капля, а $\rho_0 = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ – плотность сухого воздуха при 1013 мбар и 20°C. Падающие дождевые капли характеризуются большими числами Рейнольдса, но их форма отличается от идеально сферической. Следовательно, хотя формула (6.6) часто служит полезным приближением,

она сравнительно хорошо описывает скорость падения дождевых капель лишь в ограниченном интервале размеров.

У земли наиболее крупные дождевые капли падают до разбрызгивания со скоростью, не превышающей примерно 9 м/с. При типичных условиях на уровне 500 мбар верхний предел скорости падения капель составляет около 13 м/с.

Установлено, что (6.6) обеспечивает приемлемую аппроксимацию скорости падения капель в интервале радиусов $0,6\text{ мм} < r < 2\text{ мм}$, если $k_2 \approx 2,01 \cdot 10^3 \text{ см}^{1/2} \cdot \text{с}^{-1}$.

В промежуточном интервале размеров между областями применимости закона Стокса и закона квадратного корня имеет место приближенная формула

$$u = k_3 r, \quad 40 \text{ мкм} < r < 0,6 \text{ мм}, \quad (6.8)$$

6.3 Коэффициент захвата облачных частиц

На рисунке (6.1) изображена капля радиусом R , догоняющая каплю меньшего радиуса r . Если бы у последней отсутствовала инерция, то она была бы унесена потоком воздуха, обтекающим большую каплю, и столкновение не произошло бы.

Произойдет ли в действительности столкновение – это зависит от соотношения силы инерции и аэродинамической силы и расстояния x между линиями центров капель, называемого параметром столкновения. Для заданных значений r и R существует критическое значения параметра столкновения x_0 ; при $x < x_0$ столкновения определенно происходят, а при $x > x_0$ меньшая капля отклоняется от траектории большей. Выполненные расчёты, результаты которых суммировал Мейсон (Mason, 1971), позволили точно установить значения x_0 в широком диапазоне размеров сферических капель.

Результаты этих расчётов представлены в форме коэффициента столкновения

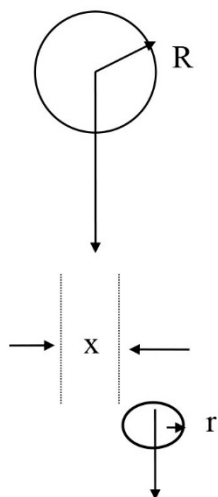


Рис. 6.1.

$$E(R, r) = \frac{x_0^2}{(R + r)^2} \quad (6.9).$$

Коэффициент столкновения, определенный таким способом, равен доле тех капель радиусом r в объеме, замечаемом каплей-коллектором, которые действительно сталкиваются с ней. С другой стороны, E можно интерпретировать как вероятность того, что капля-коллектор столкнется с каплей радиусом r , случайным образом расположенной в этом объеме. Ясно, что $E \leq 1$. В таблице представлены коэффициенты столкновения для мелких капель-коллекторов, полученные в трех сериях теоретических расчетов. Коэффициент столкновения E для капель радиусом R , соударяющихся с каплями радиусом r , при 0°C и 900мбар. По Мейсону (Mason, 1961).

R мкм	г мкм							
	2	3	4	6	8	10	15	20
15		0,003	0,004	0,006	0,010	0,012	0,007	–
20	0,002	0,002	0,004	0,007	0,015	0,023	0,026	–
25	–	–	–	0,010	0,026	0,054	0,130	0,06
30	–	–	–	0,016	0,058	0,17	0,485	0,54
40	–	–	–	0,19	0,35	0,45	0,60	0,65
60	–	–	0,05	0,22	0,42	0,56	0,73	0,80
80	–	–	0,18	0,35	0,50	0,62	0,78	0,85
100	0,03	0,07	0,17	0,41	0,58	0,62	0,82	0,88
150	0,07	0,13	0,27	0,48	0,65	0,73	0,84	0,91
200	0,10	0,20	0,34	0,58	0,70	0,78	0,88	0,92
300	0,15	0,31	0,44	0,65	0,75	0,83	0,96	0,91
400	0,17	0,20	0,50	0,70	0,81	0,87	0,93	0,96
600	0,17	0,31	0,54	0,72	0,83	0,88	0,94	0,98
1000	0,15	0,37	0,52	0,74	0,82	0,88	0,94	0,98
1400	0,11	0,34	0,49	0,71	0,83	0,88	0,94	0,95
1800	0,08	0,29	0,45	0,68	0,80	0,86	0,96	0,94
2400	0,04	0,22	0,39	0,62	0,75	0,83	0,92	0,96
3000	0,02	0,13	0,33	0,55	0,71	0,81	0,90	0,94

6.4 Уравнение гравитационной коагуляции облачных капель

При расчетах роста облачных частиц до размера осадков в теплых облаках время роста капли – коллектора с $R_1 = 25$ мкм до $R_2 = 30$ мкм в облаке с водностью $W = 12/\text{м}^3$ при $r = 6$ мкм составит порядка 12 мин., до $R = 50$ мкм капля вырастет за время порядка 38 мин., т.е. коагуляционный рост облачных частиц наиболее эффективен для частиц $R > 20$ мкм. Следовательно рост частиц в облаке на начальной стадии происходит преимущественно через конденсацию (сублимацию), а для более крупных частиц $R > 20$ мкм через механизм гравитационной коагуляции.

Предположим, что капля радиусом R падает с установившейся скоростью через облако более мелких капель. За единицу времени она может столкнуться с каплями радиусом от r из объема

$$\pi(R + r)^2 [u(R) - u(r)].$$

Здесь u обозначает установившуюся скорость падения. Таким образом, среднее число капель радиусом от r до $r + dr$, захваченных каплей радиусом R в единицу времени, дается выражением

$$\pi(R + r)^2 [u(R) - u(r)] n(r) E(R, r) dr$$

где $E(R, r)$ – коэффициент захвата, равный произведению коэффициента столкновения и коэффициента слияния.

Общую скорость роста объема капли – коллектора можно получить, умножая последнее выражение на объем захватываемой капли и интегрируя по всем размерам захватываемых капель:

$$\frac{dV}{dt} = \int_0^R \pi(R + r)^2 \frac{4}{3} \pi r^3 E(R, r) n(r) [u(R) - u(r)] dr. \quad (6.10)$$

Если рассматривать радиус капли, то получим

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R \left(\frac{R + r}{R} \right)^2 [u(R) - u(r)] n(r) r^3 E(R, r) dr. \quad (6.11)$$

Изменение размера капли с высотой может быть получено из выражения

$$\frac{dR}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{dt}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{1}{u_z - u(R)}, \quad (6.12)$$

где u_z – скорость восходящего движения.

Выражение (6.11) является общим в том смысле, что в нем учитываются размеры и скорости падения захватываемых капель. Если размеры всех этих капель много меньше, чем размер капли – коллектор, то с помощью подстановки $u(r) \approx 0$ и $R + r \approx R$ можно получить приближенную форму:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\bar{E} W}{4 \rho_L} u(R), \quad (6.13)$$

где \bar{E} – эффективное среднее значение коэффициента захвата для всей совокупности капель, а W – водность облака.

Тогда изменение радиуса с высотой, согласно (6.12), приближенно равно

$$\frac{dR}{dz} = \frac{\bar{E}W}{4\rho_L} \frac{u(r)}{u_z - u(R)} \quad (6.14) .$$

При отсутствии восходящего движения на любой высоте будет

$$\frac{dR}{dz} = -\frac{\bar{E}W}{4\rho_L} .$$

Глава 7. ОБРАЗОВАНИЕ И РОСТ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ

7. 1. Зарождение ледяной фазы в облаках

Если облако проникает до слоев атмосферы, находящихся выше нулевой изотермы, то становится вероятным появление ледяных кристаллов. К образованию льда могут привести фазовые переходы двух типов: замерзание жидких капель и прямой переход пара в твердую фазу (сублимация). Оба эти перехода представляют собой процессы льдообразования, и в принципе возможно как гомогенное, так и гетерогенное зарождение твердой фазы.

Теория предсказывает, что гомогенная сублимация должна происходить только при крайне высоких пересыщениях; так, при температуре на несколько градусов ниже 0°C требуется более чем 20-кратное пересыщение относительно льда, причем критическое значение пересыщения увеличивается с понижением температуры. Несмотря на возникающую неопределенность, ясно, что гомогенная сублимация не может происходить в атмосфере, поскольку столь большие пересыщения никогда не наблюдаются.

С другой стороны, в естественных облаках жидкие капли наблюдались при температурах, близких к -40°C , поэтому можно полагать, что гомогенное замерзание встречается в атмосфере, по крайней мере в некоторых облаках. Тот факт, что в естественных облаках капли не всегда замерзают, противоречит здравому смыслу, говорящему, что вода замерзает, когда температура опускается ниже 0°C . Однако следует иметь в виду, что наш опыт основывается на наблюдениях больших объемов воды, в которых появление единичного зародыша льда в каком либо месте достаточно для того, чтобы вызвать замерзание всей массы воды. Облако же является необычной системой, в которой масса воды распределяется по большому числу очень мелких капель. И для того чтобы облако полностью оледенело,

в каждой капле должно произойти образование зародышей льда.

Ледяные кристаллы начинают обычно появляться в облаке, когда температура опускается ниже примерно -15°C (рис.7.1) (см. приложение). Это значит, что происходит гетерогенное льдообразование. Вода в контакте с большинством веществ будет замерзать при температурах выше -40°C , и пар будет сублимироваться на большинстве веществ при пересыщениях и переохлаждениях более низких, чем требуется для гомогенного льдообразования. Таким образом зарождению льда в переохлажденной воде и пересыщенной среде способствует присутствие инородных поверхностей или взвешенных частиц.

Лед зарождается наиболее легко на поверхностях, имеющих структуру кристаллической решетки, геометрически подобную структуре льда.

Веществом, наиболее близким ко льду по структуре кристаллической решетки, насколько это известно, является иодистое серебро (AgI). В теории и эксперименте по гетерогенному льдообразованию сталкиваются с проблемой определения того, какой из процессов сублимация или образование капель и их замерзание - протекает в заданных условиях. Различить эти процессы можно в том особом случае, когда частицы нерастворимы, а упругость пара в среде выше насыщающей упругости над льдом, но ниже насыщающей упругости над водой. В этих условиях при достаточно низких температурах может произойти нуклеация, т.е. образование зародышей льда. Естественно, что при этом она обеспечивается прямой сублимацией, поскольку при недосыщении над водой на нерастворимых частицах конденсация невозможна.

Вообще говоря, конденсация более вероятна при малых переохлаждениях и больших пересыщениях, тогда как сублимация – больших переохлаждениях и малых пересыщениях.

Исследование роста отдельных кристаллов подтверждает принцип соответствия решеток. Обнаружено, что их рост протекает наиболее легко на ядрах, имеющих слабую растворимость и гексагональную структуру кристаллической решетки, которая напоминает структуру естественно-го льда.

Считается, что имеется три вида атмосферных ледяных ядер – ядра сублимации, замерзания и контактные ядра. Контактное ядро – это такое ядро, которое вызывает образование льда, сталкиваясь с переохлажденной каплей, но необязательно погружаясь в нее. Относительная важность этих различных видов ядер пока еще не ясна до конца.

7. 2. Атмосферные ледяные ядра

Для исследования атмосферных ледяных ядер применяется несколько методов. Самые обычные из них связаны с использованием облачных камер и систем фильтров, в которые засасывается проба воздуха. В облачных камерах воздух охлаждают до контролируемой температуры и, добавляя в него водяной пар в достаточном количестве, образуют облако. Для подсчета числа образующихся кристаллов и определения его зависимости от степени переохлаждения используется оптическая система или некоторые другие средства обнаружения ледяных кристаллов. Подобный эксперимент не чувствителен к виду ядер (замерзания, сублимации или контактных) и не дает информации об их размере, если только засасываемый воздух не фильтруется для удаления частиц с размером, большим некоторого предварительно выбранного размера.

Второй метод заключается в осаждении аэрозолей путем просасывания пробы воздуха через фильтровальную бумагу с известным размером пор. Осевшие на фильтрах частицы затем перемещают в среду, пригодную для роста кристаллов. Этот метод дает информацию о размере ядра но не о способе активации.

С помощью таких методов было установлено, что концентрация ледяных ядер очень изменчива в пространстве и во времени и что типичной является концентрация, равная одному ядру на литр воздуха при температуре -20°C (рис.7.2).

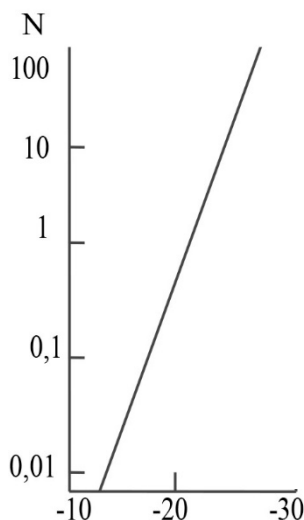


Рис. 7.2. Типичная зависимость концентрации ледяных ядер (N) от температуры в облаке.

Концентрация обычно сильно зависит от температуры, и понижение температуры примерно на 4°C вызывает увеличение концентрации на порядок. Эта средняя температурная зависимость показана на рис. 7.2. Очевидно, что на практике могут быть значительные отклонения от приведенной прямой.

Сравнение числа ледяных ядер с концентрацией кристаллов, наблюдаемой в облаках, часто обнаруживает сильное расхождение между ними: иногда концентрация кристаллов превышает концентрацию ядер на два порядка и более. Объяснить это расхождение можно процессом

размножения ледяных кристаллов. При температурах воздуха, близких к -5°C , согласно Мейсону (Mason, 1961) соударение кристаллов с относительно крупными каплями ведет к эффективному образованию вторичных ледяных кристаллов.

Основной интерес представляют ядра, которые способствуют образованию льда при относительно высоких температурах, ибо в развивающемся облаке именно на этих ядрах формируются первые ледяные кристаллы. Общепринято считать, что эти ядра имеют размер около 1 мкм и чаще состоят из каолина (глинистый минерал). Эти идеи подтверждаются данными Кумаи [5], который исследовал частицы, обнаруженные в снежных кристаллах и, повидимому, служившие центрами их роста. В каждом из исследованных кристаллов Кумаи непременно находил такую частицу. Диаметр частиц лежал в интервале 0,1 - 4 мкм, и электронная микроскопия показала, что обычно частицы являются силикатами алюминия (каолин). Этот минерал содержится во многих типах почв.

Согласно приведенным выше оценкам, концентрация ядер в воздухе, в котором образуются осадки, может достигать 1 л^{-1} для ядер, активных при температурах выше -10°C , и $0,1 \text{ л}^{-1}$ для ядер, активных при температурах выше -6°C . Эти оценки превышают средние значения, показанные на рисунке, более чем на два порядка.

С метеорологической точки зрения, может быть, наиболее важной особенностью ледяных ядер является их относительный недостаток в атмосфере. Если мы сравним оценки концентрации этих ядер, выполненные Вали (т.е. 1 на литр воздуха для ядер, активных при температурах выше -10°C), с общим числом ядер Айткена в типичной пробе, то увидим, что приблизительно всего одна частица из $10^6 - 10^9$ служит ядром замерзания. (Слдует также помнить, что оценки Вали выше других оценок). Например, что хотя в литре воздуха содержится лишь одно (или около этого) ядро замерзания, активное при -10°C , в том же лит-

ре воздуха имеется порядка 10^5 ядер конденсации, активных при относительной влажности, лишь слегка превышающей 100%. Таким образом, атмосфера характеризуется относительным обилием ядер конденсации и недостатком ядер замерзания. Поэтому пересыщения, превышающие примерно 1%, крайне необычны, в то время как весьма часто наблюдаются переохлаждения до -15°C или даже ниже.

7.3. Диффузионный рост ледяных кристаллов

Стоит образоваться зародышам льда путем или прямой сублимации пара, или путем замерзания переохлажденных капель, как сразу же начинается их диффузионный рост, поскольку зародыш появляется в среде, по существу насыщенной даже по отношению к воде. Уравнения роста кристаллов аналогичны уравнениям для капель воды, но с важным отличием, обусловленным тем, что ледяной кристалл обычно не имеет сферической формы. Обобщенное уравнение роста кристалла принимает вид

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D (\rho_v - \rho_{vr}), \quad (7.1)$$

где:

r – радиус сферической ледяной частицы;

D – коэффициент диффузии;

ρ_v, ρ_{vr} – соответственно плотность водяного пара вблизи поверхности и на удалении.

По мере роста кристалла его поверхность нагревается за счет скрытой теплоты сублимации, и значение ρ_{vr} заметно повышается по сравнению со значением, которое было бы в отсутствие нагрева. При стационарных условиях роста значение ρ_{vr} определяется балансом скоростей нагрева и теплоотдачи от поверхности, который выражается следующим образом:

$$\frac{\rho_v - \rho_{vr}}{T_r - T} = \frac{K}{L_s D}, \quad (7.2)$$

Объединяя (7.1) и (7.2) можно получить аналитическое выражение для скорости роста кристалла. Полученная формула будет иметь в точности такой же вид, как и формула для капель воды, если только в последней мы формально заменим $e_s(T)$ на насыщающую упругость пара над льдом $e_i(T)$ и L на скрытую теплоту сублимации L_s

$$\frac{dM}{dt} = \frac{4\pi(S_i - 1)}{\frac{L_s^2}{KR_v T^2} + \frac{R_v T}{e_i(T)D}} \quad (7.3)$$

Здесь не учитывается влияние поверхностей свободной энергии и обдува. Эти эффекты для ледяных кристаллов изучены еще хуже, чем для капель воды. Молекулы пара не могут присоединяться к ледяному кристаллу любым случайным способом: молекула к молекуле должна пристраиваться таким образом, чтобы сохранялась морфология кристалла. Поэтому было бы неправильно отождествлять ρ_{vr} с равновесной плотностью пара для льда, и, действительно, плотность ρ_{vr} может не быть одной и той же над всеми точками поверхности кристалла. Из-за особенностей поведения молекул на поверхности скорость роста ледяного кристалла меньше, чем дается выражением (7.3).

Эксперименты показывают, что при температурах примерно от 0 до -10°C скорости роста мелких кристаллов составляют около половины скорости, предсказанной по уравнению (7.3). Для больших кристаллов это уравнение, по-видимому, служит более точным приближением.

В (7.3) S_i обозначает относительную влажность среды по отношению к насыщению над льдом, которую можно записать

$$S_i = S(e_s / e_i), \quad (7.4)$$

где: S - относительная влажность среды по отношению к насыщению над водой; e_s и e_i - равновесное давление пара над плоской поверхностью воды и льдом соответственно.

Отношение e_s / e_i больше единицы для всех температур (ниже температуры замерзания) и с понижением температуры увеличивается приблизительно линейно до примерно 1.5 при -40°C . Поскольку вначале ледяные кристаллы растут обычно в облаках, содержащих капли, в (7.4) $S \approx 1$ и $S_i \approx e_s / e_i$. Следовательно, температурная зависимость отношения e_s / e_i оказывает сильное влияние на скорость роста кристалла

$\frac{dM}{dt}$. Зависимость члена в скобках в знаменателе (7.3) от температуры и давления подобна зависимости для водяных капель. Считая среду насыщенную по отношению к воде, Байерс (Byers, 1965) учел температурные зависимости этого члена и S_i и получил зависимость скорости роста ледяного кристалла от температуры и давления (рис.7.3).

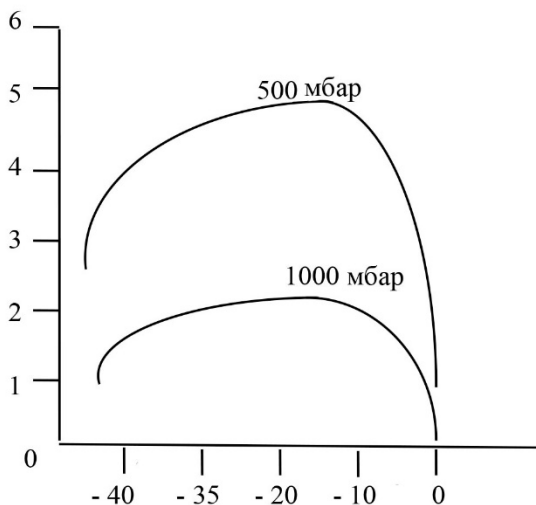


Рис. 7.3. Зависимость приведенной скорости роста ледяного кристалла от температуры

Приведенные кривые показывают, что скорость роста изменяется обратно пропорционально давлению и что температура, при которой скорость роста наибольшая, примерно равна -15°C в широком диапазоне давлений.

Внешние условия определяют не только скорость роста, но и форму, которую принимает растущий кристалл. Основные формы кристаллов – столбик, пластинка и дендрит. По мере падения растущего кристалла в облаке форма кристалла будет изменяться вместе с изменением внешних условий.

7.4. Укрупнение кристалла за счет намерзания облачных частиц

Ледяной кристалл, падающий через облако переохлажденных капель воды и других ледяных кристаллов, может расти за счет намерзания захваченных им капель воды или сцепления с другими кристаллами. Рост кристаллов вследствие намерзания приводит к обзерненным структурам и крупе; сцепление кристаллов приводит к снежинкам. Для роста, обусловленного захватом капель, важное значение имеет скорость падения ледяных кристаллов. На рис. 7.4. приведены некоторые данные о скоростях падения кристаллов [5].

Видно, что быстрее всех падают частицы крупы, которые не являются истинными кристаллами, а представляют собой агрегаты замерзших капель. Обзерненные структуры (кристаллы с каплями) падают со скоростями около 1 м/с , кристаллы же, принадлежащие к «чистым» формам, падают со скоростями меньше 1 м/с .

Эмпирическая формула, приближенно описывающая кривую скорости падения частиц крупы, имеет вид

$$u = 520 r^{0,6}, \quad (7.5)$$

где u – в сантиметрах в секунду, а r – радиус описанной сферы в сантиметрах.

Мейсон (Mason, 1961) предложил эмпирическую формулу, связывающую массу ледяного кристалла с диаметром описанной сферы:

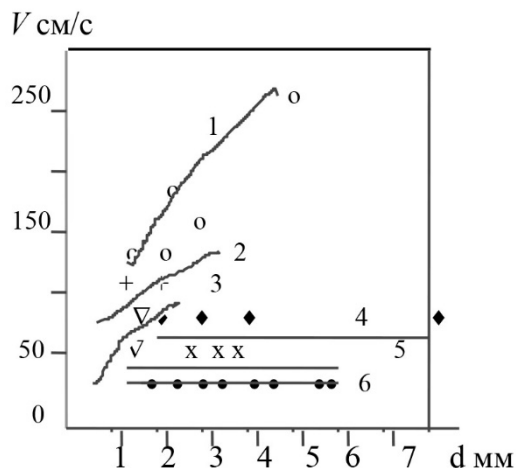


Рис.7.4. Установившиеся скорости падения ледяных кристаллов.

1- крупа, 2 - кристаллы с каплями, 3 - иглы, 4 - пространственные дендриты, 5- снежная пудра, 6- плоские дендриты.

$$m = a D^b. \quad (7.6)$$

В табл. 7.1 даны значения a и b для кристаллов различных форм. Формы ледяных кристаллов столь разнообразны, а их плотности меняются в таких широких пределах, что на формулу (7.6) следует смотреть только как на грубое приближение.

Таблица 7.1

Значения a и b в формуле (7.6) при D в сантиметрах и m в граммах.

Форма кристалла	a	b
Крупа	0, 065	3
Обзерненные пластинки и звездчатые дендриты	0, 027	2

Мелкие снежинки и пространственные дендриты	0, 010	2
Плоские дендриты	0, 0038	2

При рассмотрении роста ледяной частицы за счет захвата каплеlь встает вопрос о коэффициенте захвата. Прежде всего возникает гидродинамическая задача определения коэффициента столкновения, а затем и вопрос о том, прилипнет ли капля к кристаллу при их столкновении или нет. Питер и Пруппахер (Piter, Pruppacher, 1974) теоретически определили коэффициенты столкновения для простых ледяных пластинок, рассчитав траектории относительно движения каплеlь, и показали, что процесс захвата весьма сложен, причем преимущественной зоной столкновений является периметр кристалла. Поскольку при соприкосновении переохлажденных каплеlь с кристаллом они замерзают, следует ожидать, что коэффициент слияния равен единице.

Коэффициент захвата при сцеплении кристаллов изучен еще меньше. Судя по зависимости наблюдаемых размеров снежинок от температуры, эффективное сцепление кристаллов имеет место лишь при температурах выше -10°C .

Имея ввиду все эти неопределенности, можно вывести уравнения, описывающие рассматриваемые процессы роста. Для роста, происходящего в результате захвата каплеlь, который приводит к образованию крупы, можно использовать приближенное уравнение:

$$\frac{dm}{dt} = \bar{E} W \pi R^2 u(R) \quad (7.7)$$

где m – масса частицы; W – водность облака; R – радиус частицы;

$u(R)$ – скорость падения; \bar{E} – средний коэффициент захвата.

В основном такой же подход можно применить и при анализе сцепления кристаллов. Поскольку все снежинки падают со скоростью около 1 м/с , а все ледяные кристаллы

– со скоростью примерно 0,4-0,5 м/с, уравнение роста снежинки будет иметь вид

$$\frac{dm}{dt} = \bar{E} W \pi R^2 \Delta u, \quad (7.8)$$

где Δu – разность скоростей падения снежинки и ледяных кристаллов, являющаяся, по существу, постоянной величиной. Иногда совокупность ледяных кристаллов удобнее характеризовать концентрацией N , а не ледностью W (ледность облака – это масса замерзшей воды, содержащейся в кристаллах единичного объема воздуха). Эти величины связаны соотношением

$$W = N v \rho,$$

где v – (средний) объем кристаллов, а ρ – их плотность. Если предполагается, что снежинка имеет такую же плотность, как и кристаллы, то ее масса $m = \rho V$ (V – объем снежинки). Тогда уравнение роста, выраженное через объемы, принимает вид

$$\frac{dV}{dt} = B \bar{E} V N_r \Delta u \quad (7.9)$$

где $B = \sqrt[3]{9/16\pi}$. Ясно, что эти уравнения следует понимать как грубо приближенное описание действительных процессов роста. По Флетчеру (Fletcher, 1962), расчеты, основанные на (7.9) приводят к результатам, которые, как было обнаружено, в разумной степени согласуются с данными наблюдений для крупы и снежинок.

Для образования дождевых капель или крупных снежинок необходимо, чтобы происходило сцепление ледяных кристаллов или чтобы кристаллы захватывали капли в случае роста ледяных частиц, или чтобы шла коагуляция капель, если речь идет об образовании дождевых капель в капельном облаке. Одним лишь конденсационным ростом невозможно объяснить образование двух-трехмиллиметровых дождевых капель за реальное время. Этот процесс более эффективен для ледяных кристаллов, чем для капель воды, благодаря тому, что облачная среда близка к состоянию насыщения по отношению к воде и пересыщена

по отношению ко льду. Общеизвестно, что слабые осадки могут выпадать в виде индивидуальных ледяных кристаллов, свидетельствуя о том, что ни захват кристаллов, ни захват капель не имели место. Поэтому разумно предположить, что часть осадков, достигающих земли в виде мороси или слабого дождя, может быть обусловлена таянием индивидуальных кристаллов по пути к земле. С другой стороны, в теплых облаках диффузионный рост идет слишком медленно для образования хотя бы капель мороси за достаточно малое время; для того, чтобы из таких облаков пошел дождь, обязательно требуется коагуляция. Коагуляция будет преобладать в относительно теплых облаках с большими водностями и низкими концентрациями капель.

Сравнение скоростей образования осадков для двух рассматриваемых процессов приведено Хаутоном (Houghton, 1950). Воспользовавшись наиболее надежной информацией о спектрах облачных капель и коэффициентах столкновения, он рассчитал коагуляционный рост самых крупных капель из представленных в спектрах. С этим ростом он сравнил диффузионный рост ледяных кристаллов различных форм, причем предполагалось, что кристаллы находятся в среде, насыщенной по отношению к воде. Скорость коагуляционного роста dm/dt пропорциональна водности облака W . Для того и другого расчета Хаутон нашел, что с достаточной точностью

$$\frac{1}{W} \frac{dm}{dt} \sim m^k$$

где в случае коагуляции k больше, чем в случае диффузии. На рис. 7.5, основанном на результатах Хаутона, изображены кривые $(1/m) (dm/dt)$ для диффузионного роста кристаллов и коагуляционного роста капель. В обоих случаях условия благоприятствуют росту: капли имеют широкое распределение с $W = 12/\text{м}^3$, а ледяные кристаллы представляют собой гексагональные пластинки, растущие при -15°C . Сравнение показывает, что рост кристаллов опережает коагуляцию при небольших радиусах, зато коагуля-

ция становится более быстрой при радиусах, превышающих примерно 0,3 мм (размер крупной капли мороси). Учитывая медленный начальный коагуляционный рост, Хаутон пришел к выводу, что в типичных кучевых облаках умеренных широт начальное развитие осадков происходит, вероятнее всего, благодаря образованию и росту ледяных кристаллов; вместе с тем для развития сильного дождя требуется какой-нибудь процесс захвата: либо сцепление кристаллов, либо захват облачных капель кристаллами, сухими или тающими снежинками.

Радиолокационные наблюдения, проведенные после выхода работы Хаутона, показывают, что первые частицы осадков появляются в облаке на уровнях, где температура выше 0°C. Это позволяет уверенно предположить, что основным механизмом формирования осадков является коагуляция, хотя появление ледяных кристаллов несомненно ускоряет данный процесс.

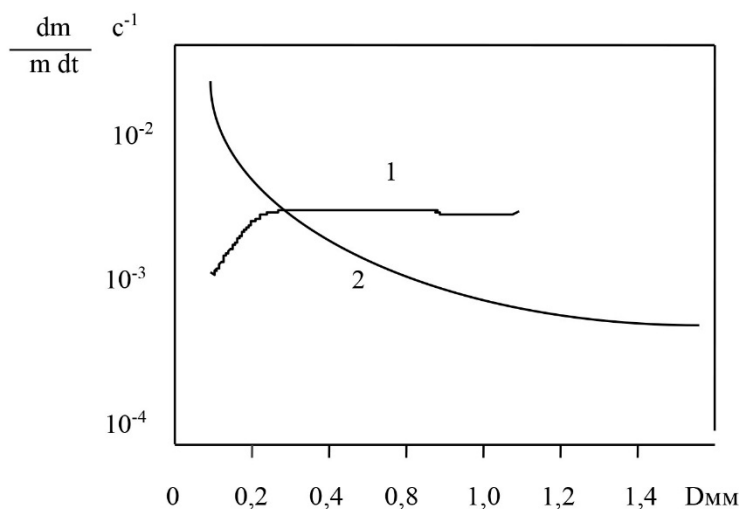


Рис. 7.5. Сравнение относительных скоростей роста ледяного кристалла (1) и капли воды (2)

Глава 8. ОБРАЗОВАНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

8.1. Классификация осадков

Выпадение того или иного вида осадков в значительной степени определяется характером вертикальных движений воздуха в облаках. Поскольку вертикальное движение воздуха определяет размеры, водность и продолжительность существования облака, то они определяют максимальные размеры, которых могут достигать облачные частицы. Не дающие осадков жидкокапельные облака состоят из мельчайших частиц-капель, достигающих размера 20-30 мкм, а скорость их падения составляет несколько сантиметров в секунду. Размеры элементов осадков можно приблизительно оценить по скорости восходящих потоков в облаке и по значению влажности ниже основания облака. Например, скорость восходящих потоков в слоистых облаках обычно меньше 0,5 м/с, так что из них могут выпадать капли диаметром более 80 мкм. С другой стороны при относительной влажности 90%, капли радиусом 10 мкм испаряются на пути падения 3,3 см, капли радиусом 100 мкм на пути падения 150 м, а капли радиусом 1 мм на пути 42 км. Поскольку нижняя граница плотных слоистых облаков находится на высоте нескольких сот метров над поверхностью земли, то за нижний предел размера элементов осадков можно принять частицы радиусом 100 мкм.

Осадки, состоящие из капель радиусом немногим более 100 мкм, выпадающие из низких слоистых облаков называются моросью. Морось (а в холодную погоду мелкие снежинки или ледяные кристаллы) могут выпадать из слоистых облаков с вертикальной мощностью несколько сот метров.

Дождь состоящий из более крупных капель радиусом до 3 мм выпадает из облаков слоистых форм, связанных с фронтами и низким давлением. Вертикальная мощность таких облаков достигает нескольких тысяч метров.

Наиболее сильные дожди, состоящие из относительно крупных капель, выпадают из конвективных облаков, вертикальная мощность которых может достигать 10 км. В конвективных облаках имеются вертикальные потоки воздуха достигающие скорости нескольких десятков м/с.

Ливневые, конвективные осадки имеют горизонтальную протяженность несколько км, а продолжительность активного существования ~ 1 час. В холодную погоду ливневые осадки доходят до земли в виде крупы или мелкого града.

Скорость падения снежинок составляет порядка 1м/сек, поэтому снег выпадает, только из облаков слоистых форм или распадающихся кучевых облаков со слабыми вертикальными токами.

8.2. Физические процессы, приводящие к выпадению осадков

В чисто жидкокапельных облаках конденсационный рост не может привести к образованию осадков. В нижней и средней тропосфере, где концентрация капель в облаках имеет порядка 100см^{-3} , а водность не превышает 7г/м^3 , средний радиус облачных капель, выросших за счёт конденсации составляет около 30мкм. Капли такого размера полностью испаряются на пути падения под облаком в несколько метров. При конденсации на гигантских гигроскопических ядрах отдельные частицы могут вырасти до радиуса 100мкм только через несколько часов. Продолжительность существования облаков слоистых форм достаточно по времени для роста таких капель, но малые вертикальные скорости меньше $\sim 1\text{м/с}$ не удерживают частицы такого размера.

Поиск однозначного ответа объясняющего образование осадков привёл Бержерона (1935), [8] к выводу, что единственным фактором способным обеспечить образование осадков в умеренных широтах является образование относительно малого числа ледяных кристаллов (образовав-

шихся за счёт замёрзших капель или за счёт сублимации на особых ядрах) при температурах ниже -10°C . Так как пересыщение над льдом в облаках при -10°C составляет 10%, а при -20°C -21%, то в облаках должен происходить быстрый рост ледяных частиц за счёт жидких капель.

Финдайзен (1940) [8] поддержал эту идею, однако дополнил её тем, что ледяные кристаллы возникают в облаке не за счёт замерзания облачных капель, а за счёт сублимации водяного пара на особых ядрах замерзания (сублимации). Однако как метеорологи, так и пилоты самолётов были свидетелями того, что в тропических районах ливневые осадки выпадают из облаков, вершины которых находятся на несколько сот метров ниже нулевой изотермы.

В тропиках нулевая изотерма, часто расположена на высоте 5км, тогда как в умеренных широтах 0°C находится в среднем на высоте 2км.

Позднее Ленгмюр (1948) [8] провёл расчёты коэффициента захвата крупных частиц и сравнил конденсационный и коагуляционный рост. Он пришёл к выводу, что рост элементов осадков за счёт сублимации первоначально происходит быстрее чем за счёт коагуляции. Эффективность обоих процессов становится равной для капель мороси, а для более крупных капель процесс коагуляции преобладает.

Ладлам (1951) [8] показал, что капли брызг морской воды при конвекции над морем могут попадать в основание облака почти не испаряясь и поэтому они способны интенсифицировать коагуляционные процессы и вызвать разрешение осадков, при этом скорость вертикальных движений должна достигать не менее 5м/с.

Таким образом, можно считать что дождь, выпадающий из слоистообразных облаков возникает исключительно за счёт роста ледяных кристаллов и дальнейшего таяния, в то время как ливневые осадки в конвективных облаках образуются через механизм коагуляции.

8.3. Образование осадков в облаках слоистых форм

Данные радиолокационных наблюдений (наличие полос таяния) убедительно показывают, что разрешение выпадения дождя из слоистых облаков в основном происходит через механизм Бергерона-Финдайзена (т.е. через ледяную фазу), а коагуляционный механизм приводит к образованию только мороси или слабого дождя [3,8,10].

Рассмотрим рост капли в слоистых облаках, как за счет диффузии водяного пара так и за счет коагуляции с более мелкими каплями. Уравнение роста капли имеет вид:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi R^2 \rho_k \frac{dR}{dt} = 4\pi R D [\rho_k(R) - \rho_\infty] + E\pi R^2 V \cdot W \quad (8.1)$$

Скорость изменения высоты z частицы над начальным уровнем z_0 определяется уравнением $\frac{dz}{dt} = u - v$ (8.2) траектория подъема частицы в облаке в любой момент времени (τ) определяется из уравнения

$$z_\tau - z_0 = \int_0^\tau (u - v) dt \quad (8.3)$$

где u – скорость вертикального потока;

v – скорость падения частиц.

Для частиц радиусом более 60 мкм диффузионным членом можно пренебречь и получим уравнение:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{EW \cdot v}{4\rho_k} \quad (8.4) \quad \text{преобразуем} \quad \frac{dR}{dz} \frac{dz}{dt} = \frac{EW \cdot v}{4\rho_k} \quad \text{или}$$

$$\frac{dR}{dz} = \frac{EW \cdot v}{4\rho_k(u - v)} \quad (8.5).$$

Интегрирование уравнения (8.5) графическое или численное позволяет оценить изменение радиуса капли с высотой над основанием облака за счет коагуляционного роста. Расчеты показывают, что при водности $0,4 \text{ г/м}^3$ (наиболее часто встречающаяся) за счет процесса коагуляции могут образовываться только капли мороси. Из расчетов сле-

дует также, чем больше вертикальная мощность облака и скорость восходящих потоков тем более крупные капли будут выпадать из облака, так как при этом увеличивается путь падения частицы.

Если рассмотреть совместное действие механизмов диффузии и коагуляции по уравнению (8.1) то скорость роста радиуса частицы графически выглядит так рис. 8.1. Из рисунка следует, что со времени зарождения и до выпадения капли мороси из основания облака требуется промежуток времени 3–4 часа, причем около 2 часов требуется для роста облачной капли до радиуса 40мкм за счет конденсации (рис.8.1). Это говорит о том, что для образования мороси облако должно существовать в течение нескольких часов, однако отдельные облачные капли непрерывно обновляются и их продолжительность существования гораздо меньше этого времени.

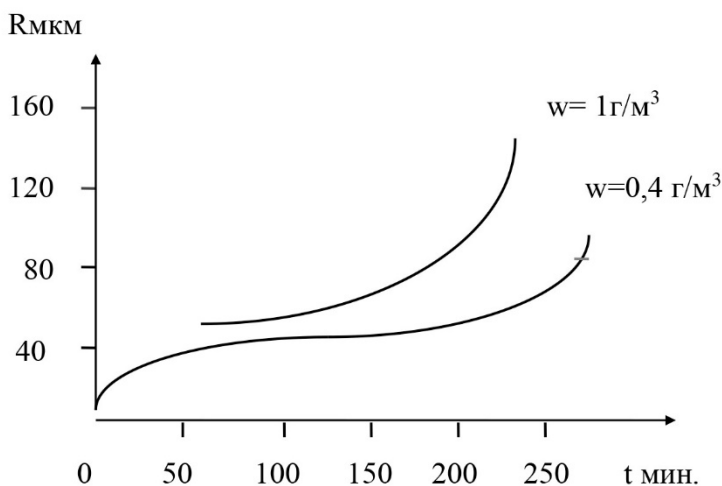


Рис. 8.1. Время роста частиц мороси

8.4. Общая характеристика и структура конвективных облаков

Осадки из конвективных облаков, в отличие от облаков слоистых форм, обычно более интенсивны, состоят из крупных частиц и кратковременны. Факторами, благоприятствующими быстрому росту облачных элементов являются: значительные вертикальные мощности, сильные восходящие потоки в них и значительная водность. Осадки из развитых кучево – дождевых облаков могут достигать земли в виде ливневого дождя, крупы или града.

Рассмотрим общие характеристики кучевых облаков и условия необходимые для образования ливневых осадков. Кучевые облака (Си) и кучево- дождевые облака (Св) возникают в результате развития конвекции - вертикального движения воздуха. Конвекция обусловлена:

1. плавучестью $\frac{du}{dt}$, которая связана с перегревом ($T - T_a$) для единичной массы (1кг) соотношением:

$$\frac{du}{dt} = g \frac{T - T_a}{T_a} = g \frac{\Delta T}{T_a}$$

где: g – ускорение силы тяжести,

T , T_a – соответственно температура термика и окружающей среды,

u – скорость вертикальных движений.

2. динамическими причинами – конвекцией потоков, например, у фронтального раздела.

3. или вынужденным подъемом воздуха по склонам гор.

Конвекция первого рода называется термической или свободной, другие виды – вынужденной конвекцией.

Наблюдения над кучевыми облаками и планерные исследования восходящих потоков, указывают на то, что кучевые облака, по крайней мере на начальной стадии развития состоят из поднимающихся «пузырей» воздуха диаметром от нескольких десятков (м) до одного километра.

В отдельные моменты мощно кучевое облако может содержать несколько пузырей.

На последующих стадиях развития конвективного облака «пузыри» (термики) могут трансформироваться в воздушные струи либо вертикальные, либо наклонные. Перегрев воздуха в струях обычно достигает $\Delta T = \sim 0,2^\circ\text{C}$, а в пузырях $\Delta T = 0,17^\circ\text{C}$. Там где термик – пузырь или струя – достигает уровня конденсации, зарождается облако. Развитие и форма таких облаков хорошо характеризуют процесс их образования. Развитию конвекции способствует термическая неустойчивость атмосферы, когда вертикальный градиент температуры $\frac{dT}{dz} = \gamma$, превышает адиабатический

градиент γ_a и ускорение массы воздуха возрастает с высотой. Если в вышележащих слоях γ становится меньше γ_a , то в нем уменьшается ускорение и на некотором уровне z_0 ускорение равняется 0. Выше движение замедляется пока накопленная энергия термика не исчерпается и на некоторой высоте z_k термик остановится. При этом могут возникнуть гравитационные колебания с так называемой частотой Брента – Вайсяля [4,10].

$$v = \sqrt{g(\gamma_a - \gamma)/T} \quad (8.6)$$

Движение термика может прекратиться значительно раньше за счет сопротивления воздуха, поскольку при этом:

$$\frac{du}{dt} = g \frac{\Delta T}{T} - c_1 \frac{ku}{r_0^2} \quad (8.7)$$

k – коэффициент турбулентной диффузии (вязкости);

r_0 – размеры термика;

c_1 – коэффициент для шара близкий к 8;

u – вертикальная скорость термика.

Из (8.7) следует, что большие термики могут дольше сохранять ускорение, иметь большой период жизни и подниматься выше, чем малые. Нагревание почвы после восхода солнца или поток холодного воздуха на более теплую

поверхность могут довольно быстро привести к образованию кучевых облаков. Поднимающийся термик может вовлекать в свое движение и окружающий воздух, обычно более холодный ($T_a < T$) и сухой. Это вовлечение замедляет подъём и процесс конденсации и уменьшает водность облака. Коэффициентом вовлечения называют величину

$$\mu = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = \frac{\rho g}{m} \frac{dm}{|dp|} \quad (8.8)$$

Она представляет собой относительное изменение потока массы m (кг/с) в термике на единицу высоты.

Величина μ в кучевых облаках в среднем равна 85%, между уровнями 850 и 750 гПа и 40% между 700 и 500 гПа. За счет вовлечения высота мощно кучевых облаков на 1-3 км ниже расчетных и водность их в 2-3 раза меньше, чем при простом адиабатическом подъеме. Причиной вовлечения служат турбулентное трение и падение статического давления внутри облака. Когда вершины мощных кучевых облаков достигают уровня, на котором температура значительно ниже 0°C , в них образуется большое число ледяных кристаллов (облако «оледеневает»). Такие кучево – дождевые облака дают значительные осадки. Благоприятная для них конвергенция всегда бывает связана с небольшим сдвигом ветра ($du/dz < 10^{-3} \text{ c}^{-1}$) при большом сдвиге ветра – более 1,5 м/с на км конвективные облака разрушаются.

8.5. Образование осадков в конвективных облаках

За время подъема воздуха от основания до вершины облака растущая частица должна достигнуть некоторого критического размера, чтобы превратиться в элемент осадков. Критический размер частицы определяется из следующих условий: она должна отставать на несколько сотен метров от несущего её потока, должна приобрести к вершине облака скорость падения равную скорости восходящих пото-

ков (около 1 м/с), не испариться падая в ненасыщенном воздухе между двумя последовательными термиками и начать снова расти во вновь поднимающемся потоке воздуха внутри облака. Ладлам (1951) показал, что всем этим требованиям удовлетворяют капли воды радиусом 100 - 150 мкм или ледяные кристаллы радиусом 300 мкм плотностью 0, 3 г/см³. Возможность роста частиц до критического размера, а следовательно, вероятность образования осадков зависят от вертикальной толщи облака, скорости восходящих потоков и влажности. Значения влажности в основном зависят от температуры на уровне основания облака. Если размеры облака малы, то продолжительность его существования не превышает время, необходимое для роста частиц до критического размера, следовательно облако не дает осадков. Если же вертикальная мощность облака значительная, то из него почти всегда выпадают осадки, хотя большие вертикальные градиенты скорости могут препятствовать этому, за счет выноса крупных облачных частиц за пределы вершины облака, где они испаряются и не попадают во вновь поднимающиеся пузыри. Рассмотрим основное уравнение роста элементов осадков за счет коагуляции поскольку в кучевых облаках это основной механизм укрупнения облачных частиц.

Изменение радиуса в процессе роста определяется выражением вида:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{E W V}{4 \rho_k} \quad (8.9) \quad \text{или} \quad \frac{dR}{dZ} = \frac{E W V}{4 \rho_k (u - V)} \quad (8.10)$$

Интегрируя уравнение (8.10) получим:

$$4 \rho_k \int_{R_0}^R \frac{(u - v) dR}{E v} = \int_{Z_0}^Z W dz \quad (8.11).$$

Расчеты траекторий капли над основанием облака и времени роста от 10 мкм до 2-3 мм при различных скоростях потока воздуха $U = 10 - 200$ см/с и влажности $W = 1 \text{ г/м}^3$ представлены на рис. 8.2.

Из рисунка видно, что при больших скоростях восходящего потока крупные капли образуются за относительно малые промежутки времени.

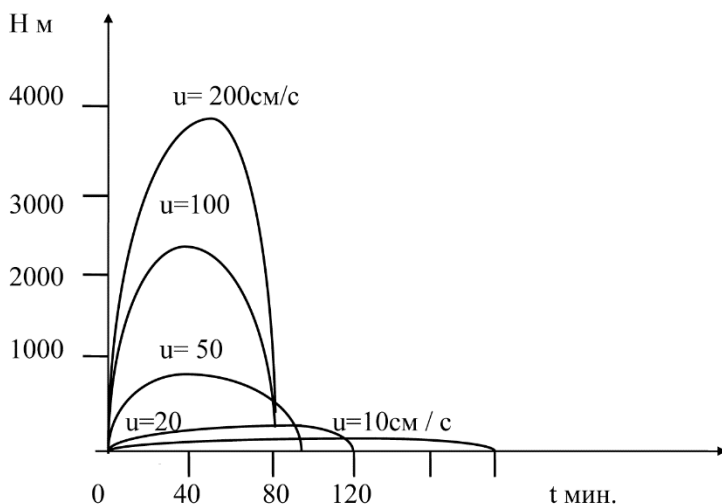


Рис. 8.2. Траектории облачных частиц над основанием облака.

За время существования облака, имеющего обычные значения пересыщения, облачная капля средних размеров не может вырасти до критического размера. Отсюда следует, что крупные капли, необходимые для зарождения процесса коагуляции должны попадать в облако из внешних источников, например, гигантские гигроскопические солевые ядра.

Необходимым условием для образования ливневых осадков является рост отдельных капель за время подъёма воздуха от основания облака к вершине до размера ~ 150 мкм.

Перепишем формулу (8.11) в виде:

$$u = \int_{R_0}^{150} \frac{dR}{Ev} - \int_{R_0}^{150} \frac{dR}{E} = \frac{1}{4\rho_k} \int_{z_0}^{Z_d} W dz \quad (8.12)$$

По (8.12) рассчитывается минимальная толщина облака z_b в зависимости от u для начальных размеров частиц $R_0 = 20, 30, 40$ мкм и температурой на уровне основания облака 5° и 20°C . Расчеты показывают, что за счет коагуляции осадки могут образовываться в облаках мощностью 1,5 - 4 км. при этом время роста составляет порядка 30 мин. при $U = 100$ см / с.

Таким образом, в слоистообразных и конвективных облаках механизмы осадкообразования весьма различны. Осадки из слоистых облаков развиваются в основном благодаря образованию и росту ледяных кристаллов. В конвективных облаках время развития осадков более ограничено, поскольку водность в этих облаках выше чем в слоистообразных и образование дождя связано с коагуляцией

8.6. Эффективность образования осадков

Облака служат промежуточной ступенью в процессе превращения водяного пара в осадки, но не все облака, дающие осадки, имеют одинаковую эффективность в ходе этого превращения. Большая часть облачной воды не превращается в осадки, а остается в воздухе, испаряясь со временем. По различным причинам многие слоистообразные облака также неэффективны в отношении образования осадков. Хотя они могут существовать часами, в них не бывает ни значительной водности, благоприятствующей коагуляции, ни низких температур, необходимых для зарождения ледяных кристаллов. Поэтому из них выпадают лишь слабые осадки, даже если облако в верхней части переохлаждено и, следовательно микрофизически неустойчиво относительно льдообразования. Чтобы описать насколько эффективно облако превращает водяной пар или сконденсированную воду в осадки, используется понятие «эффективности образования осадков». Средний приток водяного пара в небольшие грозовые облака составляет $8,9 \cdot 10^8$ кг. Из этого количества $5,3 \cdot 10^8$ кг конденсируется,

остальной пар покидает облако несконденсировавшись. Из конденсата всего лишь около 10^8 кг достигает земли в виде дождя. Остальная вода испаряется в нисходящем потоке воздуха или вблизи границ облака. Эффективность образования осадков определяется как отношение массы, достигающего земли дождя, к массе входящего в облако водяного пара. При таком определении эффективность равна всего лишь 11%. Если же определить эффективность как долю сконденсированной воды, которая достигает поверхности земли, то она станет равна 19%. Именно это значение наиболее часто указывает как эффективность осадкообразования для грозовых облаков. Наиболее эффективными генераторами осадков являются кучевые облака на фоне протяженной слоистой облачности.

С микрофизической точки зрения эффективность вымывания (S) мелких облачных капель частицами осадков, имеющих распределение $N(D)$ определяется выражением:

$$S = \frac{\pi}{4} \int N(D) D^2 U(D) dD \quad (8.13)$$

где интеграл берется по всем диаметрам капель. Предполагается, что капли имеют сферическую форму. С физической точки зрения S есть доля единичной горизонтальной площадки в облаке, которая геометрически вымывается частицами осадков в единицу времени. Вследствие низкой эффективности осадкообразования ливней (19%) имеются благоприятные возможности усиления дождя путем засева облаков.

Г л а в а 9. ИСКУССТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА

За редким исключением слова «искусственные воздействия на погоду» относятся к воздействиям на облака. Эксперименты в этой области заключаются в засеве облака тем или иным веществом и обычно предпринимаются с одной из следующих целей:

- 1) вызывание осадков;
- 2) рассеяние облака или тумана;
- 3) подавление града.

Согласно сообщениям в литературе [1,2,7], эксперименты каждого из этих видов проводились с переменным успехом. Для некоторых методов искусственного воздействия на облака разработаны теоретические основы; однако из-за сильной изменчивости, характерной для облаков, часто бывает трудно получить убедительные доказательства того, что эксперимент был успешным. Более того, эксперименты по засеву облаков часто проводятся бессистемно, без должного научного контроля, позволившего бы оценить результаты. Кроме того, трудности еще более нагромождаются из – за необоснованных утверждений некоторых практиков об успешных засевах облаков. И тем не менее несколько тщательно контролировавшихся экспериментов доказали, что при подходящих условиях путем засева могут быть вызваны умеренные изменения облачной структуры и осадков.

9.1. Основные механизмы искусственного вызывания осадков

В принципе осадки можно вызвать, используя одно из неустойчивых состояний облачной системы [1,2,8]. Только на этом пути разумно ожидать значительного результата при относительно небольших усилиях или небольшом расходе веществ, другими словами, ожидать эффективного метода воздействия. До выпадения осадков все облака

коллоидально-неустойчивы: облачные капли потенциально могут быть захвачены частицами осадков; не хватает лишь относительно немногочисленных крупных капель, которые могут расти, поглощая облачные капли. При естественном процессе образования дождя в тёплых облаках приблизительно одна капля из 10^6 вырастает до размеров дождевой капли. Это примерно одна капля на каждые 5л, или 200 капель на кубический метр. Поэтому одним из способов вызывания дождя из тёплых облаков является введение выше основания облака в поднимающийся воздух примерно такого же количества крупных капель. Эти капли имеют возможность подниматься и поглощать облачные капли на всем протяжении восходящей и нисходящей ветвей траектории.

Вводимые в облако капли должны быть достаточно крупными, чтобы иметь благоприятные условия для роста, но не настолько крупными, чтобы слишком рано выпасть из облака. Кроме того, если используются крупные капли, требуется много воды для создания достаточной концентрации капель. Приемлемым компромиссом, вероятно, являются капли радиусом от 20 до 30мкм. Предпринимались эксперименты по засеву облака водой путём её распыления с самолета, летящего вблизи основания облака, при этом полагались на то, что турбулентная диффузия распространит капли по всей области восходящего движения. Результаты этих экспериментов иногда позволяли предположить умеренное усиление осадков, но чаще всего они были неудительными.

Другой метод воздействия был основан на введении солевых частиц вблизи основания облака, чтобы создать центры формирования облачных капель. Обычно предпочитают вводить относительно крупные частицы, поскольку на них возникают капли раствора с относительно большими критическими радиусами. Концентрация крупных солевых частиц (вероятно, частиц морской соли) в естественных условиях составляет $0,1\text{л}^{-1}$. Поэтому засев солевыми

частицами следует планировать так, чтобы по меньшей мере достигнуть этой концентрации и, может быть, даже превысить её на порядок. В принципе засев солью более эффективен, чем засев водой, ибо для получения такого же числа капель-коллекторов необходима меньшая масса вещества. Однако с использованием соли связаны практические проблемы, а именно комкование частиц при хранении в условиях повышенной влажности воздуха и коррозия оборудования, которых не существует для воды. Кроме того, теоретически еще не решен вопрос о времени, требуемом для того, чтобы на солевых частицах различных размеров выросли капли с критическим радиусом, при котором становится эффективным захват облачных капель. Только совсем недавно получены обнадеживающие результаты в экспериментах по засеву облаков солью.

Переохлажденным облакам присуща термодинамическая фазовая неустойчивость, связанная с наличием в облаке переохлажденных капель. Стоит образоваться ледяным кристаллам, как начинается их быстрый диффузионный рост за счёт этих капель. Приблизительно одного кристалла на литр воздуха в верхней части переохлаждённого облака достаточно для того, чтобы привести к развитию осадков. При температурах около -20°C и ниже кристаллы в таком количестве будут появляться благодаря естественным ядрам. Следует ожидать, что искусственное введение ледяных кристаллов в более тёплые облака в количестве около 1 л^{-1} будет способствовать развитию осадков. Этот метод, по-видимому, относительно малоэффективен при температурах выше примерно -5°C , так как при этих условиях процесс образования кристаллов протекает сравнительно медленно.

Основные реагенты, применяемые для образования ледяных кристаллов: сухой лёд (твердая углекислота, CO_2) и иодистое серебро (AgI). Равновесная температура возгонки CO_2 равна -78°C , что значительно ниже даже температуры гомогенного замерзания воды. Кусок сухого льда размером

с булыжник, сброшенный в переохлажденное облако, падает и замораживает большую долю капель на своем пути. Лабораторные эксперименты показали, что частицы AgI можно вводить в облака в виде дыма, образующегося при сгорании некоторых соединений серебра. Хотя эффективность частиц AgI уменьшается под действием солнечного излучения и, возможно, в результате смачивания при положительных температурах, из наблюдений известно, что эти частицы служат эффективным источником ледяных кристаллов, по крайней мере при определенных условиях.

Возможное влияние искусственно созданных ледяных кристаллов на облако зависит от того, кучевое оно или слоистообразное. Так, в слоистообразных облаках, верхняя часть которых переохлаждена, но обычно не поднимается выше уровня изотермы -15°C , естественный процесс осадкообразования может протекать очень медленно из-за недостатка ледяных ядер при относительно высоких температурах. Засев таких облаков ледяными кристаллами вблизи их верхней границы (путём введения AgI или сухого льда) может вызвать осадки, которые бы сами по себе и не образовались. Количество осадков, вероятно, будет небольшим вследствие малой водности переохлажденных слоистообразных облаков. Однако, если благодаря крупномасштабным метеорологическим процессам облако существует длительное время, возникает возможность повторять засев, постепенно увеличивая количество осадков.

Для того чтобы начался процесс осадкообразования в слоистообразных облаках с температурами вблизи верхней границы ниже -15°C , не требуется производить засев. Однако в некоторых случаях можно осуществлять засев для того, чтобы несколько сместить зону выпадения дождя или снега, например заставить их выпасть на водораздел, или в нескольких километрах ниже по ветру.

В относительно небольших кучевообразных облаках с непродолжительным временем жизни засев, вероятно, вызывает более раннее появление ледяных кристаллов и на

меньших высотах, чем это произошло бы естественным путем. Совсем неочевидно, что это сильно повлияет на развитие облака, исключая весьма особые случаи. Самое большее, что может вызвать засев, это слабый дождь или снег из облака, которое иначе не дало бы осадков, или дождь может выпасть немного раньше, чем это было бы без засева. Мощные кучево-дождевые облака, существующие продолжительное время, дают естественные осадки. Следует ожидать, что засев этих облаков ледяными ядрами повлияет на количество выпавших осадков.

9.2. Физическая эффективность искусственного увеличения осадков

Практика искусственного увеличения осадков в России и в ряде зарубежных государств показывает, что в зависимости от используемых для воздействий на облака технических средств, района проведения работ и других факторов, стоимость полученной таким образом воды в десятки раз меньше стоимости воды при традиционном искусственном орошении, что указывает на экономическую целесообразность работ по искусственному увеличению осадков, особенно если учесть, что они относятся к реально достигнутому к настоящему времени уровню этого увеличения, составляющему 10-15% сезонной суммы осадков.

В последние годы основное внимание исследователей было направлено на изучение облачных ресурсов в различных регионах с целью определения наиболее перспективных из них для организации работ по искусственному увеличению осадков, получение новых данных о строении облаков и процессах облако и осадкообразования с целью разработки рекомендаций по воздействию и уточнению критериев пригодности облаков к воздействию, а также на разработку методов планирования и оценки работ по искусственному увеличению осадков .

Выполненные обширные теоретические и экспериментальные исследования, обобщенные в работах Мейсона Дж. Ф. (1961), Сулаквелидзе Г.К. (1967), Качурина Л. Г. (1978), Денниса А. С. (1983) позволили в начале 80-х годов приступить к опытно-производственным работам по искусственному увеличению осадков из зимних слоистообразных облаков и конвективных облаков летнего и переходных сезонов года в районах с недостаточным естественным увлажнением.

В настоящее время в мире насчитывается несколько десятков научно-исследовательских и оперативных проектов по искусственному регулированию осадков, проводимых в различных странах мира – Австралии, США, Канаде, России, Израиле, Италии, Индии, Китае, – что свидетельствует о значительном интересе к проблеме и ее практической значимости.

Анализ проектов по искусственному увеличению осадков [11–13] показывает, что в работах по активному воздействию имеется ряд нерешенных проблем, относящихся к планированию экспериментов, статистической оценке их результатов, а также к выбору ситуаций, благоприятных для воздействия.

Рассмотренные вопросы иллюстрируют то положение, что существуют многие факторы, действие которых до настоящего времени все еще не ясно и, тем не менее, они влияют как на сам эффект воздействия, так и на оценку его величины. Главная трудность заключается в том, что осадки подвержены значительным естественным пространственно-временным колебаниям и задача оценки эффекта воздействия сводится к выделению малых возмущений на фоне значительных естественных вариаций. Кроме того, все исследования в области активных воздействий носят региональный характер и дальнейший успех в решении этой проблемы будет зависеть от того, насколько полными будут наши знания процессов облако и осадкообразования в различных регионах мира.

Наиболее реалистичным подходом к проблеме активных воздействий на погоду является использование энергетики атмосферных процессов. Для этого определяются условия неустойчивости, при которых сравнительно небольшое искусственное нарушение равновесия в системе может значительно изменить ход атмосферных процессов. Лабораторными экспериментами, натурными физическими измерениями в естественных слоистых и кучевых облаках и численными моделями доказано влияние искусственного воздействия на микроструктуру и динамику облаков. Однако количество непосредственных физических доказательств наличия эффекта воздействия все еще ограничено. Сложность и изменчивость облачных процессов представляют собой значительные трудности на пути понимания влияния искусственного воздействия на облачные процессы. В природе ожидаемый эффект воздействия чаще всего находится в диапазоне естественной изменчивости осадков. Сравнение количества осадков в период активных воздействий с их количеством в течение ряда периодов до воздействия связано со множеством проблем, так как происходят межпериодные климатические изменения. Тем не менее, можно установить опытные и контрольные районы, между количествами осадков в которых существуют корреляционные связи, что позволяет использовать различные методы для анализа данных об осадках. Чаще всего такой способ является наименее дорогим и наиболее простым для оценки результатов проекта по засеву облаков.

Наиболее принятым способом оценки результатов засева облаков в последнее время считается рандомизация. Для реализации рандомизированных тестов требуется определенное количество случаев, рассчитываемых на основе естественной изменчивости осадков и величины ожидаемого эффекта воздействия. В случае незначительного эф-

фекта воздействия может потребоваться длительное (порядка 10 лет) время проведения экспериментов.

Влияние естественной изменчивости осадков на продолжительность экспериментов можно снизить с помощью физических предикторов, эффективность которых находится в прямой зависимости от нашего понимания физики явления.

Физическим предикторами могут служить метеорологические параметры (такие как устойчивость, влажность, направление ветра, распределение давления) или количественные характеристики облачности (такие как содержание жидкокапельной воды, скорость восходящего потока, концентрация кристаллов льда или радиолокационная отражаемость).

Оперативные программы по модификации погоды необходимо проводить с сознанием риска, присущего технологиям, которые еще не в полной мере разработаны. Например, не следует игнорировать тот факт, что при определенных условиях засев облаков может не только не увеличить, но даже снизить количество осадков.

Таким образом, обзор литературы по исследованиям физики облаков и мировой опыт практических работ по модификации погоды, представленные на V (Китай, 1989 г.), VI (Италия, 1994 г.) Международных конференциях по модификации погоды и XII (Швейцария, 1996 г.) Международной конференции по облакам и осадкам, показал, что дальнейший прогресс в управлении погодой непосредственно связан с тем, насколько полно мы будем знать региональные особенности развития облаков, связь типа облаков и осадков, микроструктуру облаков (водность, фазовый состав, температуру, спектр размеров облачных частиц) при естественном развитии и трансформацию параметров облаков при искусственном воздействии. Так как существующие механизмы искусственного воздействия на облака рассчитаны на использовании их коллоидальной неустойчивости, то не учет или незнание отдельных пара-

метров облаков (особенно водности, фазового состава и температуры на уровне искусственной кристаллизации) может привести к противоположному результату.

Для получения существенных положительных результатов при выполнении опытно-производственных программ по искусственному увеличению осадков необходимо:

- исследовать региональные особенности формирования конвективной облачности;

- выявить пространственно- временные особенности распределения осадков исследуемых территорий;

- модернизировать технические средства воздействия и контроля результатов АВ;

- провести прямые (авиационные) и дистанционные (радиолокационные) измерения микроструктуры и динамики облаков при естественном развитии и активных воздействиях на них;

- на основе простых математических моделей конвекции рассчитать влияние АВ на трансформацию параметров облаков;

- разработать региональную методику оценки физической и экономической эффективности работ по ИУО.

Опыты по вызыванию осадков базируются на основных положениях, которые предполагают, что для существенного усиления осадков необходимо или наличие в переохлажденном облаке ледяных ядер, обеспечивающих протекание процесса Бергерона – Финдайзена, или наличие относительно крупных облачных капель, способных привести в действие механизм коагуляции.

Недостаток или отсутствие ледяных кристаллов или крупных облачных капель можно возместить введением в облака твердой углекислоты (сухого льда) либо йодистого серебра для создания в них ледяных кристаллов или введением в них капель воды или крупных гигроскопических ядер.

Результаты искусственной кристаллизации конвективных облаков зависят от фазового состояния облаков. По

классической схеме воздействия, в переохлажденное жидкокапельное облако вводятся ледяные ядра, инициирующие рост ледяных частиц за счет разности упругости насыщения водяного пара над водной и ледяной поверхностями.

Основное предположение в этой схеме воздействия заключается в том, что естественные ледяные кристаллы в облаке отсутствуют или присутствуют в таком небольшом количестве, что не в состоянии нарушить коллоидальную устойчивость облака. Для нарушения коллоидальной устойчивости облака требуется $10^2 - 10^3$ ледяных ядер на кубический метр.

При засеве облаков следует учитывать влияние взаимодействия льдообразующих аэрозолей с облачной средой (как на микрофизические, так и на динамические процессы, протекающие в облаках).

Преимущественный учет влияния засева на микрофизику был характерен для опытов по нарушению коллоидальной устойчивости облака, в которых не уделялось достаточного внимания эффекту высвобождения скрытой теплоты кристаллизации. Из-за недостаточного контроля условий опытов, долгое время не все изменения в развитии засеянного облака могли быть объяснены.

Фронтальные облачные системы типа Ns – As являются пригодными для воздействия с целью ИРО, если в них имеется один или несколько капельных или смешанных по фазовому составу слоев, сплошных или дискретных, мощностью не менее 100 м и имеющих температуру ниже порога эффективного действия реагента (для твердого CO_2 – минус 4°C и ниже, для AqI – минус 7°C и ниже).

Наиболее часто пригодные для воздействий облака развиваются на теплых фронтах юго-западных и западных циклонов. Продолжительность сохранения пригодных для воздействия облаков над фиксированным пунктом может составить 3 -5ч, а при замедлении скорости смещения циклона или его стационаровании достигает 10–24ч и более.

Пригодные для воздействия облака формируются также на холодных фронтах окклюзии западных и юго-западных циклонов.

Основными объектами воздействия при ИРО являются изолированные мощно- кучевые (Cu cong) и кучево – дождевые облака, находящиеся в стадии развития (Cu cong, Cb), и облачные образования (кластеры) [14–16]. Под кластером понимается группа объединенных или близко расположенных друг к другу облаков на площади 20х20 км, расстояние между которыми не превышает 2–3 диаметров этих облаков, либо многовершинные облака протяженностью не более 20 км.

Основными признаками пригодности конвективных облаков для засева являются: неустойчивая стратификация атмосферы, при которой мощность конвективно-неустойчивого слоя превышает 2,0 км, а температура на уровне верхней границы облака ниже -7°C ; восходящий поток у основания облака превышает 2 м/с (этот критерий используется только при засеве конвективных облаков снизу: введение льдообразующего реагента в основание облака).

Основными параметрами, определяющими выбор облака для засева йодистым серебром с целью увеличения осадков и составляющими критерий пригодности, являются: вертикальная мощность облака – ΔH ; температура на уровне верхней границы $t_{\text{вг}}^{\circ}\text{C}$; горизонтальная протяженность облака D и величина радиолокационной отражаемости радиозо облака (Z), которые, в свою очередь, должны удовлетворять следующим условиям: $\Delta H \geq 3000$ м; $t = -10 \div -30^{\circ}\text{C}$ ($-10 \div -20^{\circ}\text{C}$ для облаков морского происхождения); $D \geq 2000$ м; $Z \geq 10$ дБ. Облако должно находиться в стадии роста.

Наилучший эффект наблюдается при воздействии на мощные конвективные облака с достаточно холодным основанием ($t < 10^{\circ}\text{C}$) и температурой на уровне вершины от -10 до -30°C . Засев конвективных облаков льдообразую-

щими реагентами всегда сопровождается микрофизическими и динамическими эффектами. Наиболее характерным следствием динамического эффекта является увеличение высоты верхней границы конвективного облака.

Однако увеличение высоты облака или скорости восходящего потока не всегда означает увеличение количества выпадающего дождя. Это зависит от того, будет ли увеличиваться поток влажного насыщенного воздуха через основание облака. Поэтому при воздействии на конвективную облачность с целью увеличения осадков в засушливых районах в летний период проводится микрофизический засев, а в более увлажненных районах – динамический засев.

В ходе опытно-производственных работ проводятся эпизодические измерения микрофизических параметров в облаках, в основном слоистообразных форм и в очагах внедренной конвекции.

В слоистообразных облаках на уровне верхней границы, на фоне сравнительно невысоких значений концентраций сверхкрупных частиц ($5 \cdot 10^3 \text{ м}^{-3}$) наблюдаются зоны повышенной водности ($0,3 \text{ гм}^{-3}$), что вероятно, связано с наличием очагов скрытой конвекции. При пролете через вершины мощно-кучевого облака на высоте 5 500 м (высота верхней границы облака 6 000 м) отмечается раскоррелированность максимальных значений концентраций частиц и водности, связанная, по всей видимости, с наличием восходящих потоков в области максимального содержания жидкокапельной фракции (фронтальная часть облака) и образованием частиц осадков в тыловой части облака. Подобное распределение параметров наблюдается и в остальных случаях при наличии облаков вертикального развития.

Измерения, проведенные в облаках среднего яруса с очень высокими значениями нижней границы, показали незначительные величины водности ($0,1 - 0,3 \text{ гм}^{-3}$) и сравнительно высокие значения концентрации сверхкрупных частиц (10^4 м^{-3}), по сути дела, кристаллов. Это не могло

способствовать положительному эффекту при засеве, что в действительности наблюдалось при проведении пробных засевов.

Во всех кучевых и мощно-кучевых облаках, в которых удалось провести измерения микрофизических параметров, наблюдалось значительное количество переохлажденной жидкокапельной водности (более 1 гм^{-3}).

Спектры частиц во фронтальных слоисто-дождевых облаках (ФСДО), несмотря на малые концентрации ($5 \cdot 10^3 \text{ м}^{-3}$), достаточно широки и аппроксимируются экспоненциальной функцией вида

$$N(r) = 5\,360 \exp[-(r - 100) / 420] \quad (9.1)$$

где $N(r)$ – представляет собой концентрацию всех частиц с эквивалентным радиусом $r > 100 \text{ мкм}$.

Широкий спектр свидетельствует о хорошо развитом естественном процессе осадкообразования, а увеличение осадков при АВ происходит, вероятнее всего, за счет увеличения общей концентрации сверхкрупных частиц в результате проведенного засева.

Для конвективных облаков, достигающих максимального развития, спектры сверхкрупных частиц имеют вид

$$N(r) = 13\,700 \exp[-(r - 100) / 240] \quad (9.2)$$

Несмотря на высокие концентрации сверхкрупных частиц (10^4 м^{-3}), данный спектр достаточно узок по сравнению с вышеописанным, что свидетельствует о ранней стадии развития облака. Высокие значения водности ($1,5 \text{ гм}^{-3}$) в верхней части облака позволяют надеяться на положительный исход при воздействии.

Наличие значительного количества переохлажденной водности, с одной стороны, и узкие спектры размеров облачных частиц, с другой стороны, в большинстве случаев при проведении воздействий приводили к положительному эффекту.

Проблема возникновения и развития конвективных движений в атмосфере привлекает внимание исследователей уже на протяжении нескольких десятков лет. При этом

много внимания уделяется построению моделей развития конвекции, в основе которых лежит численное решение уравнений динамики атмосферы с широким привлечением современной вычислительной техники. Однако из-за численной формы решения получаемые результаты носят частный характер, не всегда сопоставимы, как правило, не охватывают всего диапазона интересующих условий. Поэтому в настоящее время развивается направление, целью которого является отыскание решений упрощенных уравнений. Получаемые при этом соотношения, как правило, легко обозримы и позволяют сделать ряд выводов, представляющих познавательный и практический интерес. Кроме того, наличие точных аналитических решений данной задачи позволяет строить более удачные численные схемы.

Рассчитанное на основе адиабатической модели конвекции изменение высоты верхней границы облака, вызванное внесением в облако кристаллизующего реагента, определяется выражением [17-18]

$$\Delta H = 0,8 \frac{\Delta_k T_i}{\sqrt{b(\gamma_{ao} - \gamma)(T_{io} - T_o)}} \quad (9.3)$$

Где: ΔH – приращение высоты облака, $\Delta_k T_i$ – изменение температуры термика, вызванное действием кристаллизующего реагента, b – коэффициент равный $0,25 \text{ км}^{-1}$, γ_{ao} , γ – соответственно влажноадиабатический и сухоадиабатический градиенты температуры, T_{io} , T_o – соответственно температура внутри термика и в окружающей атмосфере.

Изменение высоты верхней границы облака, рассчитанное на основе адиабатической модели конвекции, может достигать величины $0,6 - 1 \text{ км}$.

Очевидно, что данное приращение высоты термика является первым толчком. Дальнейший рост облака зависит от наличия благоприятных условий в атмосфере и водозапасов самого облака. Расчеты показали [18–22], что суще-

ствуется критическая влажноадиабатическая водность W_{cp} определяемая выражением

$$W_{cp} = 1,4 \cdot 10^{-2} \frac{C_p \rho}{\alpha} \sqrt{\frac{\gamma_{ao} - \gamma}{\gamma} T_m (T_{io} - T_o)} \quad (9.4)$$

где C_p – удельная теплоемкость воздуха, ρ – плотность воздуха, α – удельная теплота кристаллизации, T_m – температура уровня максимальных скоростей.

При тех же значениях, для которых была вычислена величина приращения высоты, критическая влажноадиабатическая водность должна быть порядка $w_{cp} = 0,7 \text{ гм}^{-3}$. Если водность больше критической, то воздействие будет эффективным, если же водность облака меньше критической, то воздействие будет неэффективным. Полученное значение для w_{cp} находит подтверждение в опытах по искусственному увеличению осадков.

Для оценки физического эффекта воздействия на облака с целью искусственного увеличения осадков применяется также регрессионный метод. На материале многолетних данных об осадках на ОТ и КТ устанавливается регрессионная связь между ними.

$$R_{o1} = a_1 + b_1 R_k \quad (9.5)$$

Коэффициент корреляции должен быть более 0,85.

Активные воздействия в период проведения работ нарушают уравнение регрессии, оно приобретает следующий вид:

$$R_{o2} = a_2 + b_2 R_k \quad (9.6)$$

Вычитая уравнение (11.5) из (11.6), получим физическую эффективность активных воздействий в виде дополнительного количества осадков за сезон работ:

$$R_{o2} - R_{o1} = (a_2 - a_1) + (b_2 - b_1) R_k \text{ или}$$

$$\Delta R_{21} = \Delta a_{21} + \Delta b_{21} \cdot R_k \quad (9.7)$$

Из уравнения (9.7) следует, что чем более дождливый год, тем больше дополнительных осадков можно вызвать искусственно.

Чем больше интенсивность осадков, тем большего приращения интенсивности осадков можно добиться в результате воздействия. Это говорит в пользу того, что объектами воздействия должны быть кучево-дождевые облака с достаточной интенсивностью естественных осадков.

Литература

1. Деннис А. С. Изменение погоды засевом облаков. – М., Мир, 1983, – 273 с.
2. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л., Гидрометеиздат, 1978, – 456 с.
3. Мазин И. П., Шмелер С. М. Облака. Строение и физика образования. – Л., Гидрометеиздат, 1984, – 280 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1984 – 752 с.
5. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Л., Гидрометеиздат, 1961 – 543 с.
6. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. – Л., Гидрометеиздат, 1979, – 264 с.
7. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. Л., Гидрометеиздат, 1979, – 232 с.
8. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л, Гидрометеиздат, 1967, – 412 с.
9. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Л, Гидрометеиздат, 1969. – 450 с.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л, Гидрометеиздат, 1961, – 301 с.
11. Эмба Я. А., Каплан Л. Г. Закинян Р. Г. 1992. Об оценке физической эффективности работ по ИУО в Ставропольском крае // Тр. ВГИ. Вып. 85. С. 71–76.
12. Эмба Я. А., Каплан Л. Г. Закинян Р. Г. 1992. Эконо-

мическая эффективность работ по ИУО в Ставропольском крае // Тр. ВГИ. Вып. 85. С. 77–79.

13. Экба Я. А., Каплан Л. Г. Закинян Р. Г. 1993. Об оценке эффекта воздействия в неадиабатических моделях конвекции // Тр. СФ ВГИ. Вып. 1. С. 108–115.

14. Экба Я. А., Каплан Л. Г., Свириденко А. С. 1993. Работы по ИУО на Северном Кавказе // Тр. СФ ВГИ. вып. 1. с. 3–8.

15. Экба Я. А., Каплан Л. Г. Атабиев М. Д. 1993. Методика работ по ИУО на Северном Кавказе // Тр. СФ ВГИ. Вып. 1. с. 20–32.

16. Экба Я. А., Бадахова Г. Х. 1993. Агроклиматические ресурсы и режим осадков в Ставропольском крае // Тр. СФ ВГИ. Вып. 1. С. 9–19.

17. Экба Я. А., Балахова Г. Х., Каплан Л. Г. 1993. Методика оценки эффективности работ по ИУО // Тр. СФ ВГИ, вып. 1. с. 55–65.

18. Экба Я. А., Каплан Л. Г. 1993. О вертикальном движении облачных объемов при ИУО // Тр. СФ ВГИ. вып. 1. С. 71–83.

19. Экба Я. А., Каплан Л. Г., Атабиев М. Д., Льянос-Мас А. В., Свириденко А. С. 1990. Некоторые результаты работ по ИУО в Ставропольском крае // Тр. ВГИ, вып. 81. С. 110–115.

20. Экба Я. А., Залиханов М. Ч., Каплан Л. Г., Атабиев М. Д. 1991. Основные результаты работ по ИУО на Северном Кавказе // Тез. Всес. конф. по АВ на гидрометпроцессы. Нальчике. С. 8–10.

21. Экба Я. А., Каплан Л. Г. Закинян Р. Г. 1995. Оценка физического эффекта воздействия при ИУО в Ставропольском крае. Обзорение прик. и промыш. матем. Сер. "Вероятность и статистика", т. 2. С. 156–165.

22. Экба Я. А., Бадахова Г. Х., Каплан Л. Г., Ватишвили М. Р. 1996. Физико-статистические методы автоматизированной радиолокационной оценки эффекта воздействия при искусственном увеличении осадков // Обзорение прик.

и промыш. матем. Сер. "Вероятность и статистика", т. 2, вып. 2. С.174–192.

23. Экба Я. А., Кишмария С. Р. Физика образования атмосферных осадков. Изд. АГУ. Сухум, 2001, 131 с.

ЧАСТЬ 2

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ АБХАЗИИ

Глава 10. ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИХ ФАКТОРОВ НА ТЕРРИТОРИИ АБХАЗИИ

К числу наиболее важных экологических факторов, определяющих состояние биосферы, относится климат, оказывающий значительное влияние на деятельность человека, сельское хозяйство, экономику и окружающую среду в целом. Поэтому изучению климатических изменений в прошлом, настоящем и будущем уделяется большое внимание.

Наиболее пристальному вниманию подвержены климатические изменения, происходящие в последнее столетие, в силу двух причин: а) зафиксировано достоверное повышение средней глобальной температуры воздуха у поверхности земли на $0,5^{\circ}/100$ лет; б) это происходит на фоне устойчивого роста концентрации парниковых газов, в первую очередь диоксида углерода [58, 60].

Отмечается усиление негативного влияния природных явлений на экономическую и социальную жизнь мирового сообщества [14]. Общие потери в мире, непосредственно связанные со стихийными бедствиями, увеличились с 1960-х годов в 40 раз и составляют в среднем 43 млрд долларов США в год, в отдельные годы эта цифра доходит до 180-200 млрд долларов.

В Абхазии систематические наблюдения на гидрометеорологической сети были начаты в 1904 году.

Внутригодовое распределение осадков оказывает значительное влияние на формирование растительного покрова. С другой стороны, выработанный в течение многолетнего периода годовой ход осадков, взаимодействуя с природой и окружающей средой, способствует формированию и развитию того или иного типа ландшафтов.

Годовое количество осадков и их географическое распределение по территории Абхазии зависит от близости Черного моря, направления господствующих воздушных

масс и разнообразия рельефа. Воздушные массы, приходящие со стороны моря, являются наиболее влажными и в зависимости от условий рельефа дают осадки. Наоборот, воздух, спускающийся с горных хребтов, обычно сухой не способствует выпадению осадков.

Своеобразно распределяются осадки по сезонам года. В этом отношении имеется большое различие между северной и южной частями побережья и между низменной и высокогорной зонами.

В северной части побережья (Гагрский район) максимум осадков приходится на зиму – 342 мм, что составляет 26,7% годовых; почти такое же количество выпадает осенью. Летние осадки составляют около 20% годовых.

Самое большое количество дней с осадками приходится на весну (43 дня), причем число дней со снегом незначительное. В горных районах значительное количество осадков выпадает в виде снега.

На территории Абхазии с 1993 по 2016 год происходило систематическое увеличение суммарных годовых и сезонных осадков. Причем прирост средних годовых сумм осадков составил 10–11%.

Кроме того, произошла значительная трансформация сезонного распределения атмосферных осадков. Летние суммы осадков изменились незначительно, а осенние осадки возросли примерно на 30% [7,10,115,116,117]. Увеличились периоды без осадков в летние месяцы, обуславливающие засуху. В отдельные дни выпадают до 200 или даже 300 мм в сутки. Изменение режима выпадения осадков приводит к повышению вероятности осенних паводков на реках Абхазии, следствием чего является разрушение берегоукрепительных сооружений, смыв обрабатываемых земель и затопление населенных пунктов. Кроме того, сохранение этой тенденции приведет к развитию экзогенных процессов связанных с оползневыми и селевыми явлениями в предгорной и среднегорной зонах, непосредственно примыкающих к основным линиям коммуникаций и к

населенной зоне страны. Следует обратить особое внимание на явление подтопления низинных районов страны имеющих хозяйственно важное значение, такие как Пицундская низменность.

Реализация хозяйственной деятельности и экономическое развитие этих территорий потребует дополнительных затрат на программы формирования систем предупреждения и ликвидации последствий экзогенных явлений (оползни), а также эффективных мелиоративных систем на приморских аллювиальных низменностях.

За время наблюдений с 1904 по 2016 год можно отметить два периода: первый, с общим понижением температуры атмосферного воздуха с 1904 по 1993 годы и, второй, период с резким потеплением с 1994 по 2016 годы.

По данным ВМО самым тёплым на планете за последние 150 лет был 2000 год, в Абхазии самым тёплым был 2010 год.

Согласно последним публикациям [7,131,132,133] относительно глобального потепления климата можно констатировать следующее: рост темпов потепления климата в Абхазии с 1994 года сопровождался быстрым увеличением межгодовой изменчивости; в многолетних изменениях среднегодовой температуры появились выборочные признаки (30-40 случаев из ста) явлений потепления необратимого характера.

В отличии от глобальной ситуации, среднегодовой тренд температуры в Абхазии в существенной мере формируется за тёплый период, за счёт повышения летних и особенно, осенних температур, а не зимних температур, которые остаются практически стабильными в последние десятилетия.

10.1. Температура внешней среды

В практике метеорологических исследований наиболее широкое распространение получили такие величины, как

средняя, минимальная и максимальная температуры за определенный период (сутки, декада, месяц, сезон, год и др.), а также некоторые, вычисляемые на их основе показатели.

С точки зрения функционирования устойчивости и эволюции экосистем важное значение имеют показатели контрастности, вариабельности и предсказуемости суточного и годового хода температуры воздуха.

Располагая достаточно продолжительным рядом многолетних наблюдений, можно для каждого дня, месяца и года рассчитать показатель контрастности ϵ_t , как разность максимальной и минимальной температуры за соответствующий период времени [111].

Наибольшее влияние на организмы оказывают суточные контрасты температуры, что ярко проявляется в зависимости разнообразия и продуктивности экосистем от суточной амплитуды температуры.

Так, например, в чрезвычайно бедных в биологическом отношении экстраконтинентальных пустынях суточные контрасты температуры достигают 20°-40°C, тогда, как на океанских островах тропических широт с их пышной растительностью и разнообразным животным миром амплитуда суточных колебаний температуры не превышает нескольких градусов. Суточные изменения температуры требуют от организмов быстрой реакции, осуществляемой на физиологическом уровне. В то время как приспособление к более медленным сезонным колебаниям температуры осуществляется не только с помощью физиологических перестроек, но также путем соответствующего изменения режима питания торможения развития, миграции и т.д. Поэтому суточные контрасты температуры оказывают решающее влияние на развитие экосистемы.

Показатель контрастности ϵ_t характеризует экстремальные температурные условия, но он ничего не говорит о распределении значений температуры (вариациях) внутри интервала (T_{\max} , T_{\min}). Наиболее общей характеристикой

вариабельности температурного режима является средне-квадратическое отклонение σ_t всех месячных температур T_j , от средней многолетней температуры T . В качестве показателя предсказуемости температурного режима принимается величина равная отношению дисперсии среднего многолетнего хода температуры к общей дисперсии.

Показатель предсказуемости температурного режима φ_t ограничен пределами: $0 \leq \varphi_t \leq 1$. Причем величины φ_t близкие к 1, соответствуют высокой предсказуемости, когда месячные температуры отдельных лет почти не отличаются от многолетних средних значений T_j . Значения же φ_t близкие к 0, свидетельствуют о слабовыраженном многолетнем ходе, но высокой вариабельности в отдельные годы, т.е. о низкой предсказуемости температуры. Использование показателей контрастности ε_t , вариабельности σ_t и предсказуемости φ_t при сравнении температурного режима разных экосистем можно рассмотреть на следующем примере (Рис. 10.1).

Наименьшей контрастностью, вариабельностью и наибольшей предсказуемостью температурного режима характеризуется экваториальный лес для которого: $\varepsilon=1,3$, $\sigma=0,38$, $\varphi=0.96$. Температурный режим тундры отмечается высокой контрастностью, вариабельностью и сравнительно малой предсказуемостью: $\varepsilon=60,1$, $\sigma=14,79$, $\varphi=0.6$. Соответствующие величины для влажных субтропиков (Абхазия) имеют промежуточные значения: $\varepsilon=14,0$, $\sigma=6,8$, $\varphi=0.8$.

10.2. Многолетние изменения температуры приземного слоя воздуха

Проблема многолетних изменений климата и одного из ведущих его показателей, каким является температура воздуха, впервые была поставлена еще в конце XIX-го столетия. С тех пор интерес к ней неуклонно возрастал. Это стало особенно заметным после того, как в общественном со-

знании укрепилось понимание роли климата как важного фактора окружающей среды [89,90,91], опасного характера наметившихся его антропогенных изменений [38,39] и их возможных эколого-географических [47,48,49], экзодинамических [26], социальных [88] и других последствий. Ярким свидетельством актуальности рассматриваемой проблемы является ввод в ряде стран (Англия, США, Россия и др.) в последние десятилетия оперативных систем мониторинга текущих изменений глобального термического режима.

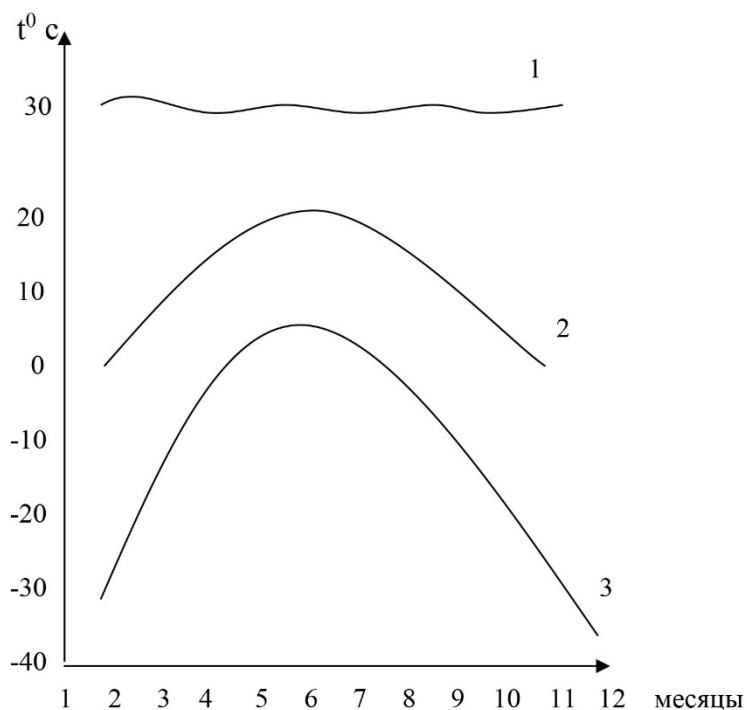


Рис. 10.1. Годовой ход средней месячной температуры воздуха на верхней границе экосистем: 1 — дождевого экваториального леса; 2 — влажных субтропиков (Абхазия); 3 — тундре (мохо-осоко-кустарниковая тундра).

В ряде исследований М. И. Будыко, О. А. Дроздов [17,18, 48] и др. уже неоднократно подчеркивалось, что наблюдаемые многолетние изменения глобального термического режима являются своеобразным суммарным индикатором широкого разнообразия колебаний метеорологического режима.

Справедливость этого утверждения основывается на том, что с изменениями глобально осредненных температур воздуха достаточно тесно связаны изменения других показателей климата: контрасты температур между низкими и высокими широтами, интенсивность западного переноса умеренных широт, количество выпадающих атмосферных осадков, величины речного стока крупных рек, колебания уровней вод внутренних водоемов (Каспий, Арал и т.п.) и др.

За длительную историю исследований многолетних колебаний глобального термического режима выполнено большое число работ М. И. Будыко [17,18], К. Я. Винников [27,28], Г. С. Голицын [38,39], Г. В. Груза, Р. Я. Ранькова, Э. В. Рочева [40,41], G. S. Callendar [137], J. M. Mitchell [140] и др.

Большинство из указанных работ базируется, как правило, на эмпирико-статистическом анализе многолетних рядов температуры приземного слоя воздуха, полученных ее осреднением для Северного полушария, Земли в целом, частей суши и океана, а также и для отдельно рассматриваемых длиннорядных станций [26,89,96]. При этом всегда особо важное значение придается обоснованию надежности построения указанных рядов температуры [27,40, 41,138].

Естественное стремление к постоянному пополнению существующих архивов по температуре воздуха, совершенствование методов ее пространственного осреднения, постановка опытов по проверке отдельных положений теории климата на эмпирической основе, попытки уточнений нередко противоречивых оценок текущего состояния

климата служили (и, очевидно, будут служить и в будущем) источником постоянного интереса к изучению ее многолетней динамики.

Не составляет исключения и попытка рассмотреть некоторые проявления векового хода приземного термического режима с использованием результатов наблюдений последних лет, когда антропогенная нагрузка на окружающую среду возрастала особенно быстро [17,38,39,90]. Важной характеристикой векового хода СГТВ является их межгодовая изменчивость (МИ СГТВ), порождаемая (в основном) естественными вариациями параметров состояния геофизической среды. Из обстоятельных обзоров исследований К. Я. Винникова [27,28], Г. С. Голицына [38], Г. В. Грузы, Р. Я. Ранькова, Э. В. Рочева [40,41] следует, что МИ СГТВ систематическому изучению, как самостоятельный признак, еще не подвергалась, если не считать некоторых источников [96], где частично затрагиваются отдельные ее проявления. Изучение МИ СГТВ представляется важным для построения адекватных физических моделей климата.

Представляется интересным сравнительный анализ наблюдаемых глобальных тенденций изменения термического режима с их региональными проявлениями, выполненные Ю. П. Переведенцевым [89] для базового периода (1961-1990 гг.).

Общее представление о вековом ходе СГТВ на Земле в целом дают данные табл. 10.1. Можно видеть, что в рамках изучаемого периода в изменениях глобального термического режима доминировала длительная тенденция потепления.

При этом поведение систематической составляющей в первом приближении может быть описано линейным уравнением:

$$\Delta t(\tau) = a\tau + b,$$

где τ – время (годы), $\Delta t(\tau)$ – сглаженная оценка СГТВ, a – коэффициент регрессии, b – свободный член. При этом средние (за весь период исследования) темпы потепления

составили для Земли в целом – $0,042^{\circ}\text{C}/10$ лет, для Северного полушария – $0,038^{\circ}\text{C}/10$ лет, что находится в близком согласии с аналогичными оценками К. Я. Винникова [27,28], Г. С. Голицына [38], Г. В. Грузы, Р. Я. Ранькова, Э.В.Рочева [40,41]. Средняя скорость потепления в Южном полушарии была заметно выше ($0,042^{\circ}\text{C}/10$ лет), чем в Северном, что может быть связано с большей прозрачностью его атмосферы [27,28]. В итоге общий прирост СГТВ за счет систематической составляющей за последние 142 года для Земли составил $\Delta T=0,59^{\circ}\text{C}$, для Северного полушария – $\Delta T=0,54^{\circ}\text{C}$, Южного – $\Delta T=0,59^{\circ}\text{C}$.

Таблица 10.1

Результаты линейного тренд-анализа векового хода СГТВ.

Пара- метры тренда	Интервалы сглаживания, годы					
1. Земля в целом						
	1856 – 1997	1856 – 1878 (τ)	1878 – 1898 (x)	1898 – 1943 (τ)	1943 – 1971 (x)	1971 – 1997 (τ)
a, °C/10 лет	0,042	0,083	- 0,050	0,096	- 0,029	0,184
P, %	>99,99	97,2	80,0	>99,99	75,1	>99,99
R2, %	62,0	22,2	8,5	54,7	4,9	70,6
2. Северное полушарие						
	1856 - 1997	1856 – 1878 (τ)	1878 – 1898 (x)	1917 – 1944 (τ)	1944 – 1976 (x)	1976 – 1997 (τ)
a, °C/10 лет	0,038	0,100	- 0,048	0,190	- 0,065	0,229
P, %	>99,99	91,7	98,4	>99,99	99,5	>99,99
R2, %	47,3	13,6	14,2	69,8	23,1	56,4

Наблюдаемый процесс глобального потепления имеет сложный характер: продолжительные по времени волны тепла (фазы роста АСГТВ в отфильтрованных компонен-

тах) чередовались с волнами холода, и наоборот. В Северном полушарии в текущем столетии волна потепления (1907–1944 гг.) сменилась затем менее продолжительной волной похолодания (1944–1976 гг.), после чего последовала новая волна потепления, которая, по-видимому, еще не завершилась.

Наиболее важные выводы, следующие из анализа табл. 10.1, состоят в следующем:

1. Темпы продолжающегося потепления на Земле в целом и Северном полушарии в годы проявлений волн тепла в исследуемом периоде неуклонно возрастали и, начиная с 1970-х гг., достигли наиболее высоких значений.

Принято считать, что главными причинами векового хода глобального приземного термического режима являются естественные вариации прозрачности атмосферы (P), связанные в основном с вулканической деятельностью, и колебаниями концентрации двуокиси углерода (CO_2) антропогенного происхождения. Указанная точка зрения в большинстве своем базируется на итогах расчетов, выполненных с использованием тех или иных моделей климата [1.27,28,142].

Данные табл. 10.1. показывают, что параметры линейного тренда детерминированной составляющей, определяемые с весьма высокой надежностью почти совпадают с параметрами линейного тренда исходного ряда [136]. Иными словами, поведение систематической составляющей в вековом ходе АСГТВ (или, что, то же самое, - в вековом ходе СГТВ) почти полностью определяется поведением систематической составляющей детерминированного ряда.

Выборочная оценка $R=0,728$ намного превышает величину наибольшего случайного коэффициента корреляции R_0 , что свидетельствует о весьма высокой надежности утверждения об определенном влиянии колебаний CO_2 на вековой ход глобально осредненных СГТВ. Оценка R

близка приводимым аналогичным оценкам ($0,69 \leq R \leq 0,76$) К. Я. Винникова [27, 28].

Итоги анализа табл. 10.1. позволяют говорить о том, что теоретически обосновываемое положение об определяющей роли вариаций концентрации CO_2 и прозрачности атмосферы P в формировании векового хода глобального термического режима находит вполне достаточное подтверждение в эмпирических данных.

В качестве одного из основных показателей чувствительности климатической системы по отношению к внешним (антропогенным) воздействиям на нее обычно рассматриваются изменения средней температуры приземного слоя воздуха при удвоении содержания CO_2 в атмосфере ΔT_c М. И. Будыко [17,18], К. Я. Винников [27,28], Г. С. Голицын [38,39], Г. В. Груза, Р. Я. Ранькова, Э. В. Рочева [40,41], К. Я. Кондратьев [71,72]. Обобщающую сводку данных о ΔT_c можно найти в работе К. Я. Винникова [27,28].

Известные оценки ΔT_c имеют разброс в диапазоне от 1,3 до 4,2°C при наиболее вероятном их значении $3,0 \pm 1,0^\circ\text{C}$. Большинство из них было получено относительно уровня содержания CO_2 в 1980-х гг. (338 млн^{-1}).

Величина суммарного потепления глобального климата за счет антропогенного увеличения CO_2 к концу XX-го столетия близка к 1,4-1,5°C, что также находится в согласии с данными К. Я. Винникова [27,28].

Темпы антропогенно обусловленного потепления могли бы быть большими, чем они есть, если бы на связи между $\Delta t(\tau)$ и CO_2 не оказывала бы своего маскирующего влияния многолетняя динамика прозрачности атмосферы. В многолетнем ряду $P(\tau)$ присутствует надежно выявленная устойчивая тенденция к постепенному понижению прозрачности атмосферы [27,28,81], чем и объясняется происхождение отрицательного значения коэффициента корреляции между $\Delta t(\tau)$ и $P(\tau)$ ($\tau = -0,19$) [41].

Учет колебаний естественной изменчивости прозрачности атмосферы позволяет объяснить многие особенности поведения векового хода СГТВ. Например, глубокая волна похолодания в первом и в начале второго десятилетия XX-го столетия была связана с резким ослаблением прозрачности атмосферы, следовавшем после крупных вулканических извержений (Мон-Пеле, Санта-Мария в 1902 г.; о. Лескова в 1911 г.; Катмай в 1912 г. и др.). Волна длительного похолодания, начавшаяся после 1943 г., была также связана с периодом длительного понижения прозрачности атмосферы. Напротив, интенсивный рост температуры, следовавший с середины 1980-х гг., был приурочен к периоду быстрого роста прозрачности атмосферы в те же годы после завершения весьма мощной вулканической серии (вулканы Эль-Чичон, Паган и многие другие в 1982г.) [91]. Важной особенностью современного термического режима является его межгодовая изменчивость (МИ). Последняя величина является результатом влияния на климат большого числа перемененно действующих факторов, проявляющихся в различных масштабах пространства и времени. При принятом интервале дискретизации данных о СГТВ – год, причины обуславливающие их МИ, следует искать исключительно во внутренних закономерностях функционирования климатической системы [136]. Как показывают результаты исследований О.А. Дроздова, К. М. Лугиной [48], Е. С. Рубинштейна [96] и др., многолетние изменения регионального климата во многом отличаются от общей направленности их на полушарии и Земле в целом, что вполне объяснимо. При пространственном осреднении в пределах полушария, или Земли в целом, неоднородность проявлений местных климатообразующих факторов нивелируется.

Между тем колебания регионального климата представляют не меньший интерес и могут служить предметом самостоятельного изучения [89]. Попытаемся проследить в этой связи, хотя бы в краткой форме как тенденции совре-

менных изменений глобального термического режима проявились в изменениях СГТВ в регионах.

Глобальные климатические процессы оказывают свое воздействие на вариации климата исследуемого региона. Тем самым получено еще одно подтверждение известной гипотезы В.П. Мелешко, Г.С. Голицина и др. [82], согласно которой изменения влагооборота на европейской территории России связаны с планетарными колебаниями в системе океан-атмосфера.

Анализ межгодовой изменчивости водного баланса показал, что определяющую роль в межгодовых колебаниях уровня моря играют изменения осадков на водосборе.

Интересно отметить, что повышение температуры в Волжском бассейне (ВБ) происходит в последние десятилетия параллельно с ростом осадков (ожидалась обратная картина – потепление климата в регионе будет способствовать его аридизации). Так, А.А. Величко, О.К. Борисова, В.А. Климанов [25] пришли к выводу, что при крупномасштабных глобальных термических изменениях ($\Delta t \geq 2^\circ\text{C}$) количество осадков на континентах возрастает. При более низких аномалиях температуры образуются области, где связь температуры и осадков характеризуется обратным знаком, что может привести к возрастанию повторяемости засух в отдельных районах. Следовательно, глобальное потепление, отмеченное в XX веке при росте приземной температуры – на $0,5^\circ\text{C}/100$ лет, не привело к аридизации.

10.3. Особенности температурного режима территории Абхазии

На Черноморском побережье самая теплая зима в Абхазии. Средняя зимняя температура понижается с севера на юг, как бы игнорируя географическую широту. Для распределения зимних температур большое значение приобретают местные факторы. Защищенность территории хребтами от вторжения холодных воздушных масс, влия-

ние теплого Черного моря, широкое развитие феновых ветров повышают их температуру зимой.

Средняя январская температура курорта Гагра составляет около $+7^{\circ}$. Из зарубежных аналогов такими же показателями характеризуются средиземноморские курорты Франции. Высокая зимняя температура Гагры объясняется влиянием Черного моря и хорошей защищенностью курорта с севера и северо-запада отрогами Гагрского массива, не пропускающего холодные воздушные массы. Что касается холодного воздуха, сползающего по склону Гагрского массива, то он опускается несколько дальше от побережья в открытом море, так как курорт Гагра расположен у самого подножья горного карниза. Поэтому понижения температуры на территории курорта не происходит.

Южнее Гагры (в Гудаутском районе), где горы отходят от Черного моря и где образуется неширокая приморская низменность, средняя температура января гораздо ниже (для Пицунды $+6,2^{\circ}$, а для Гудауты $+5^{\circ}$).

В окрестностях курорта Новый Афон горы снова вплотную подходят к морю. Здесь создаются благоприятные микроклиматические условия и средняя зимняя температура повышается почти до показателя Гагры ($+7^{\circ}$).

Столица Абхазии – г.Сухум расположен на 80 км юго-восточнее Гагры. В районе Сухума между горами и прибрежной низменностью находятся холмистые предгорья и по сравнению с Гагрой город менее защищен от вторжения холодного воздуха, поэтому средняя температура января здесь на 1° ниже, чем в Гагре.

Южнее Сухума горы далеко отходят от моря и образуется довольно широкая полоса прибрежной низменности (10-25 км). Самурзаканская низменность, не защищенная горами, имеет среднезимнюю температуру гораздо ниже Гагры и Сухума. Например, в Очамчире $+4,1^{\circ}$, а Гале $+4,4^{\circ}$.

На повышение температуры воздуха у крутых склонов гор, несомненно оказывают влияние фены. По отрицатель-

ным формам рельефа зимой при антициклональной погоде наблюдаются температурные инверсии.

Зима. Средняя зимняя температура на Абхазском побережье Черного моря колеблется между четырьмя и семью градусами выше нуля.

С повышением местности средние температуры постепенно падают. До высоты 200-250 метров над уровнем моря падение температуры незначительно, но выше этих высот отчетливо замечается понижение среднеянварских температур, связанное также с удаленностью от моря. Например, в Цебельде (426 м над у. м.), расположенной в 25 км от моря, средняя температура января составляет $+2,3^{\circ}$; Лата (450 м над у.м.) находится на вдвое большем расстоянии от моря, чем Цебельда и имеет средне январскую температуру $+1,9^{\circ}$.

На южном отроге Гагрского хребта (1640 м над у. м.) средняя температура января равняется $-3,2^{\circ}$; на такой же высоте в отдаленных от моря местах зимняя температура значительно ниже.

Как было отмечено выше, падение температуры на 100 метров в среднем составляет около $0,6^{\circ}$, так что на Главном водораздельном хребте Большого Кавказа средняя температура января может достигать $-15-20^{\circ}$.

Самыми холодными зимними месяцами на Черноморском побережье являются январь и февраль, самым теплым – декабрь. Только 2 раза за 100 лет были случаи, когда декабрь был холоднее января – в 1915 и 1922 гг. Запоздывание зимы объясняется умеряющим влиянием Черного моря. По мере удаления от моря такое распределение зимних температур меняется. Уже в Цебельде самым холодным месяцем является не февраль, а январь.

Для полной характеристики зимнего температурного режима, необходимо рассмотреть и абсолютные температуры.

В Сухуме абсолютная минимальная температура во время самой холодной зимы 1911 года доходила до $-11,8^{\circ}$

(февраль), в то время как в Гагре она не понижалась ниже, -10° . С увеличением высоты и отдаленностью от моря абсолютные минимумы резко падают. Например, Лата, расположенная на высоте 450 м над у. м., имеет абсолютный минимум -17° . Такое явление, кроме того, объясняется местоположением Латы в ущелье реки Кодор, по которому зимой со стороны Главного Кавказского хребта стекает холодный воздух.

На Гагрском хребте (1640 м абсолютной высоты) минимальная зимняя температура равна -23° . Еще выше в высокогорной зоне морозы могут достигать $-30-35^{\circ}$.

За время существования Сухумской метеорологической станции число дней ниже 0° в среднем за год составляло не более 15, ниже -5° - 1-2 дня, ниже -7° - около одного дня. Эти данные говорят о том, что морозы ниже -5° на Черноморском побережье Абхазии очень редки и связаны с вторжением холодных арктических и континентальных сибирских воздушных масс, которые редки и непродолжительны.

Понижение температуры ниже 0° (до -7° и даже -15°), приводящие к гибели теплолюбивые субтропические растения (цитрусовые, эвкалипты, маслины и др.), происходят, главным образом, при холодных вторжениях. В других случаях в прибрежной полосе Абхазии минимальные температуры обычно не опускаются ниже 0° и у многих растений вегетация не прекращается.

Как показал обзор, критических зим для субтропических культур, абсолютный минимум температуры падает не на январь (как бывает в условиях континентального климата), а на февраль. Из 13 случаев, критических для субтропических культур, абсолютный минимум температуры 6 раз падал на февраль, 4 раза на январь, 2 раза на март и только 1 раз на декабрь. Следует отметить, что в некоторых пунктах иногда март холоднее января (Н. Афон, Сухум, Гулрипш, Акармара). Замечено, что резкие похолодания в большинстве случаев (9 из 13), бывают при теплой

осени, которая создает благоприятные синоптические условия для вторжения холодных масс в январе, феврале и марте. В условиях теплой осени от внезапного снижения температуры цитрусовые и другие субтропические культуры получают серьезные повреждения, тогда как при холодной осени даже морозы -7° могут не причинить серьезных повреждений цитрусам, за исключением лимонов. Как показывают наблюдения, распределение минимальной температуры имеет очень пеструю картину, что определяется, главным образом, термической инверсией в зависимости от рельефа. Охлажденные нижние слои воздуха, благодаря большому удельному весу и ослабленному при тихой погоде турбулентному перемешиванию, застаиваются у земной поверхности, искажая тем самым нормальный высотный градиент, так как в слое лежащем выше, температура будет не падать, а повышаться.

Благодаря инверсии в местах, лежащих на расстоянии 100-200 м, но с неоднородным рельефом, средние из абсолютных минимумов могут различаться на $2-3^{\circ}$, в отдельных же случаях минимальные температуры могут различаться больше чем на 10° .

Наиболее значительные инверсии наблюдаются в котловинах, так как здесь, при наличии притока холодного воздуха, сток невозможен. Равнина имеет нормальную инверсию и нормальную минимальную температуру, а верхняя часть склонов предгорий перегрета, особенно если они обращены в сторону моря.

Таким образом, наиболее теплая часть склона находится в пределах 50-300 м над уровнем моря, а низменности, закрытые долины, котловины, овраги и нижние части склонов примерно до 50-60 м высоты, более морозоопасны.

Действительно, как показывает агрономическая практика, цитрусовые насаждения и пальмы сильно страдают от холодов на Приморской низменности – (Гал – Очамчира), а в предгорной зоне сохраняются сравнительно лучше.

Для практических целей большое значение имеет установление средней продолжительности безморозного периода. Самую большую длительность безморозного периода (304 дня) имеет узкая прибрежная полоса северной Абхазии, причем максимальной продолжительностью теплых дней характеризуются склоны, лежащие около 100 м над уровнем моря (Гулрипш – 314 дней), с удалением от моря и общим повышением местности число теплых дней постепенно уменьшается и диапазон колебания крайних дат расширяется. На рисунке 10.2 показано распределение среднемесячных температур самого холодного зимнего месяца-января за последние 20 лет,

Видно, что температура ПСВ имеет тенденцию к незначительному понижению, однако амплитуда колебаний среднемесячной температуры ПСВ существенно возрастает, что является признаком неустойчивости атмосферы.

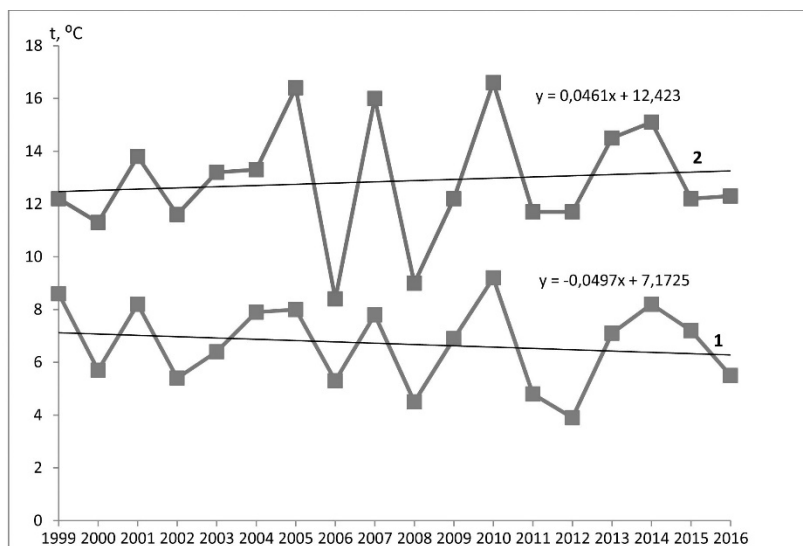


Рис.10.2. Среднемесячные значения температур января (самый холодный месяц в году)-1, амплитуда колебаний разности температур (max – min) января -2.

Весна. Первый весенний месяц – март мало, чем отличается от зимнего сезона. Он холоднее последнего осеннего месяца – ноября на 3° . Даже апрель характеризуется более низкими температурами, чем ноябрь. Последний весенний месяц – май не только сравним с сентябрем – первым осенним месяцем, но близок к температуре октября.

Эти данные говорят о том, что нарастание температуры весной идет медленно вследствие охлаждающего влияния Черного моря, температура которого за этот сезон достигает своего минимума и находится в среднем на $1-3^{\circ}$ ниже температуры воздуха Черноморского побережья Абхазии.

Лето. С мая температура начинает интенсивно повышаться, и за два летних месяца (июнь, июль) возрастает на $8-9^{\circ}$. Период наступления максимальных температур под влиянием Черного моря запаздывает по сравнению с местностями, находящимися в условиях континентального климата, на целый месяц и бывает в августе. Средняя температура августа на побережье равна $+23-25^{\circ}$. Самую высокую среднюю температуру наиболее жаркого месяца, имеет курорт Гагра $+24,5^{\circ}$, что легко объясняется незначительной облачностью и малым количеством осадков.

Южнее эти температуры становятся ниже – в Сухуме $+24,3^{\circ}$, Гулрипше $+23,6^{\circ}$, Очамчире $+23,1^{\circ}$, Гале $+23^{\circ}$. Как видно из приведенных данных, лето в прибрежной части Абхазии не особенно жаркое.

На рисунке 10.3 показано распределение среднемесячных температур самого жаркого летнего месяца – августа за последние 20 лет, видно, что среднемесячные значения температур ПСВ практически не меняются, хотя амплитуда колебаний температуры ПСВ существенно возрастает.

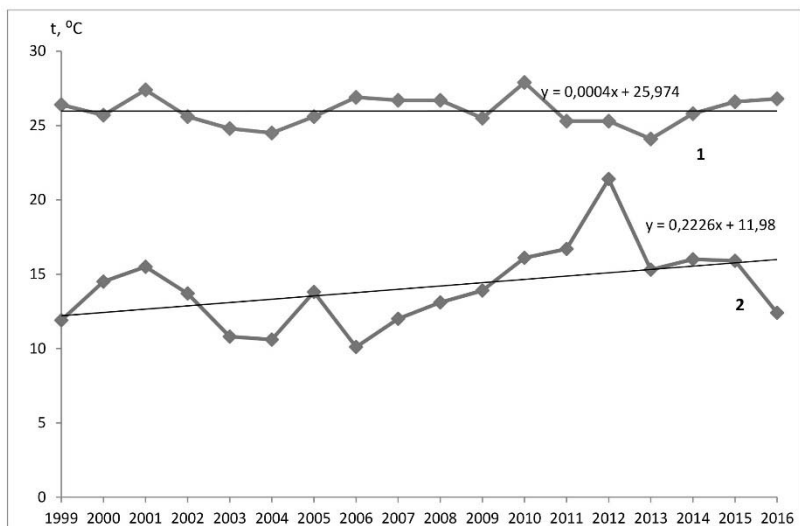


Рис.10.3. Среднемесячные значения температур августа (самого теплого месяца в году)-1 и амплитуда колебаний разности температур (max – min) -2.

Также как и зимой, летом температуры падают по мере увеличения высоты над уровнем моря. На высоте 400 м (Цебельда) она опускается до 20,6°, а на высоте 1600 м (Гагрский хребет) составляет всего 14,9°. Абсолютные максимумы температуры в низменной зоне не превышают +34 - +36°. Несмотря на то, что прибрежная полоса Абхазии характеризуется не особенно жарким летом, вследствие высокой относительной влажности, теплоотдача человеческого тела затрудняется и создается состояние жаркого удушья.

Осень. Под влиянием нагретого за летний сезон моря, средняя температура осени на побережье еще держится высокой и на 3-4° превышает весеннюю. Первый календарный месяц осеннего сезона – сентябрь в условиях побережья Абхазии является еще вполне летним (+19,3°) и собственно осенний режим хода температуры наступает толь-

ко в октябре, причем именно октябрь и иногда почти весь ноябрь являются лучшими месяцами курортного сезона.

В конце ноября, чаще в середине декабря, происходит переход к зиме и поэтому первый месяц зимы – декабрь гораздо теплее января.

Средние годовые амплитуды (разность между средними летними и зимними температурами) нигде на побережье не превышают 19° , но постепенно увеличиваются с севера на юг. С высотой амплитуды уменьшаются в основном за счет понижения летних температур, так как зимой они мало меняются с высотой.

Средняя годовая температура всей субтропической зоны Абхазии (до 600 м над у.м.) составляет $12,5^{\circ}$. По этому показателю она близко стоит к среднегодовой температуре земного шара и принадлежит к числу самых комфортных для человека климатов на земле. Это подтверждается и известным долголетием жителей Абхазии.

Большое влияние на распределение температуры оказывает высота над уровнем моря, расстояние от него и характер рельефа, а не такие важные факторы климата, как широта местности и общая циркуляция атмосферы. Они в Абхазии играют второстепенную роль, ввиду относительной однородности их влияния на всей территории.

С повышением местности температура понижается. Величины понижения температуры обусловлены также формами рельефа. Например, села Мцара и Багнара лежат на одинаковой высоте над уровнем моря (250 м) и на одном и том же расстоянии от него (8 км) и также одинаково защищены с севера и северо-востока горными хребтами, но Багнара гораздо холоднее Мцары. Такая разность температурных показателей обусловлена разными формами рельефа. Багнара расположена в долине р. Хашпсы, охлаждающее влияние которой, несомненно, сказывается на ее температурном режиме. Мцара же находится на склоне в более благоприятных температурных условиях, благодаря влиянию микрорельефа.

Кроме высоты над уровнем моря и микрорельефа местности, на ход температуры воздуха оказывает влияние и расстояние от моря (табл. 10.2).

Таблица 10.2

Влияние удаленности от моря на температуру воздуха (t°C)

Название станции	Расстояние от моря км	Зима	Весна	Лето	Осень	Годовая
Сухум	Прибрежная	6.8	13.0	23.1	16.6	14.9
Гуп	15	5.8	13.0	22.6	16.0	14.3
Гал	18	5.6	12.6	22.0	15.0	13.8
Акармара	28	3.2	12.5	17.3	12.8	11.5

Как показывает эта таблица, в холодном сезоне на побережье температуры выше, чем в удалении от моря, в теплое же время года эта разница почти исчезает. Смягчающее влияние Черного моря особенно выражено на расстоянии до 15-20 км от берега. Умеренные летние температуры, большое количество солнечного сияния при наличии бризовой циркуляции создают в прибрежной части Абхазии благоприятные условия для курортного строительства.

10.4. Распределение среднегодовых температур приземного слоя воздуха

Распределение температуры в атмосфере определяется главным образом ее теплообменом с земной поверхностью и поглощением солнечной радиации. Нижние слои атмосферы поглощают солнечную радиацию значительно слабее, чем верхние. Основным источником нагревания тропосферы, особенно ее нижних слоев, является тепло деятельной поверхности Земли. В дневные часы, когда радиа-

ционный баланс деятельной поверхности положителен, поверхность суши становится теплее воздуха, и тепло от нее передается воздуху. Ночью она вследствие эффективного излучения становится холоднее воздуха и охлаждает прилегающий к ней слой атмосферы.

Из механизмов теплообмена основное значение имеют турбулентный теплообмен и тепловая конвекция. Но температура воздуха в данном месте может изменяться еще и в результате адвекции, т.е. передвижения воздушных масс в горизонтальном направлении. Если происходит вторжение воздушной массы, имеющей более высокую температуру, чем воздух, ранее находившийся в данном месте, то происходит адвекция тепла, если же вторгаются более холодные массы – адвекция холода. Адвекция холода весной и осенью опасна для сельскохозяйственных культур, так как может обусловить губительное для растений понижение температуры.

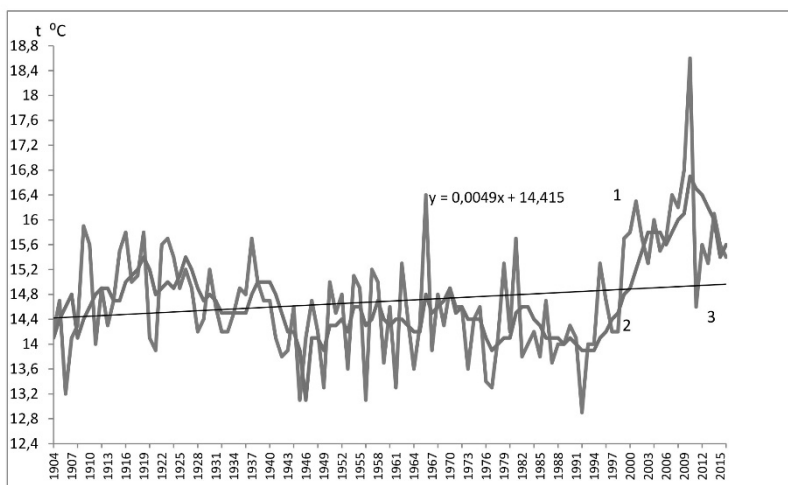


Рис.10.4. Динамика среднегодовой температуры приземного воздуха за период 1904-2016 гг. г. Сухум.

Нагревание и охлаждение воздуха в значительной мере зависит от свойств деятельного слоя Земли. Над поверхностью суши воздух днем теплее, а ночью холоднее, чем над морем. На суше заметные различия в температуре воздуха создаются над разными участками деятельного слоя (поле, болото, лес и др.). Влияние деятельного слоя на температуру воздуха убывает с высотой.

В Абхазии систематические наблюдения на гидрометеорологической сети были начаты в 1904 году. За время наблюдений с 1904 по 2016 год можно отметить два периода: а) первое общее понижение температуры атмосферного воздуха с 1904 по 1993 годы; б) период резкого потепления за последние 25 лет с 1994 по 2016 годы (рис.10.4),

В начале XX века среднегодовая температура составляла 15,1°C в 1904 году и 13,3°C в 1991 году, отмечается похолодание $\Delta t^0 = -1,8^\circ\text{C}$.

Летние температуры понизились с 22,5°C (1904) до 22,0°C (1991), $\Delta t^0 = -0,5^\circ\text{C}$. Зимние температуры понизились с 8,3°C (1904) до 6,1°C (1991), $\Delta t^0 = -2,2^\circ\text{C}$.

Особенностью высотного распределения температур ПСВ является наличие существенного положительного тренда среднегодовой температуры прибрежных районов Сухум, Гагра (Приложения, табл. 1.1-1.2) и отсутствие такового в предгорьях – Лата, Псху (Приложения, табл. 1.3-1.5).

За последние 25 лет с 1992 по 2016 годы произошло резкое повышение годовых температур с 12,9°C (1992) до 15,9°C (2001). Зимние с 4 °C (1992) до 8 °C (2001), $\Delta t^0 = +4^\circ\text{C}$; летние с 22,2 °C (1992) до 25,9 °C (2001), $\Delta t^0 = +3,7^\circ\text{C}$; осенние с 14,8 °C (1992) до 16,5 °C (2001), $\Delta t^0 = +1,7^\circ\text{C}$; весенние с 11,4 °C (1992) до 14,9 °C (2001), $\Delta t^0 = +3,5^\circ\text{C}$. За весь период наблюдения самая низкая сезонная температура (3°C) была зимой 1992 года. Самая низкая среднемесячная температура (1°C) наблюдалась в феврале 1911 года, в январе 1950 года (1°C), в феврале 1959 года (1,2°C), в янва-

ре 1992 года ($1,7^{\circ}\text{C}$). Самая высокая сезонная температура наблюдалась летом 2001 года.

По данным ВМО самым тёплым на планете за последние 150 лет был 2000 г. В Абхазии самым тёплым был 2010 год ($18^{\circ},3$).

Согласно публикациям [43,60,64,90,119,121,128,129] относительно глобального потепления климата можно констатировать следующее:

1. Процесс современного глобального потепления продолжается, о чём свидетельствуют трендовые изменения среднегодовой температуры воздуха, как в глобальном, так и в региональном масштабах. Общий рост средней глобальной температуры воздуха за последние 140 лет составил в Северном полушарии $0,54^{\circ}\text{C}$, в Южном полушарии и по планете в целом $0,59^{\circ}\text{C}$.

2. Темпы потепления неуклонно возрастали, и, начиная с 1970 года достигли своих наибольших значений для Земли в целом - $0,184^{\circ}\text{C}/10$ лет, для Северного полушария - $0,229^{\circ}\text{C}/10$ лет. Темпы потепления в Южном полушарии заметно снизились, начиная с 1950 года, и составили $0,104^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для прибрежной территории Абхазии с 1904 по 1992 г.г. наблюдалось понижение температуры с градиентом – $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет, за последние 20 лет темпы повышения температуры в прибрежной зоне Абхазии составили $1^{\circ}\text{C}/10$ лет.

3. Рост темпов потепления в Абхазии с 1993 года сопровождался быстрым увеличением межгодовой изменчивости. В многолетних изменениях среднегодовой температуры появились выборочные признаки (30-40 случаев из ста) явлений потепления необратимого характера.

Сравнение результатов исследований разных авторов, по выявлению текущих климатических эффектов, показывает, что необходим внимательный углублённый анализ многих возможных региональных причин наблюдаемых колебаний климата. Особенно это касается полярных областей, где изменчивость климата в существенной мере зави-

сит от естественных объективных факторов и наибольшим образом испытывает влияние обратных связей. Общее потепление в Западной полушарии наиболее хорошо проявляется в зимний период. В отличие от глобальной ситуации, среднегодовой тренд температуры в Абхазии в существенной мере формируется за тёплый период, за счёт повышения минимальных температур в ночное время летом и осенью, а не максимальных температур в дневное время (рис.10.6).

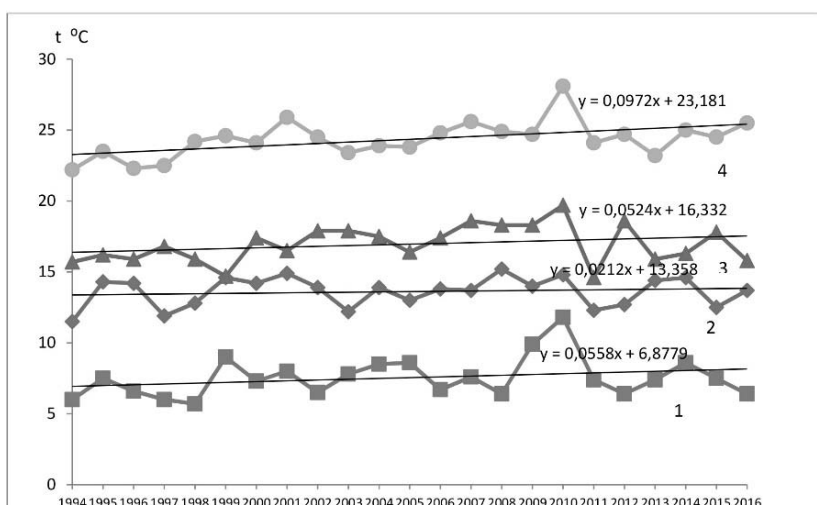


Рис.10.6..Сезонное распределение температур ПСВ по метеостанции «Маяк» г. Сухум: 1-зима, 2-весна, 3-осень, 4-лето

Из рисунка 10.6 следует, что зимние и весенние температуры существенно не меняются, а осенние и особенно летние температуры показывают существенный положительный тренд, следствием чего является увеличение частоты и длительности атмосферных засух.

10.5. Региональные особенности потепления климата в Абхазии

Согласно данным Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [36] общая тенденция средней годовой температуры воздуха за 1891-1997 гг. характеризуется линейно-положительным трендом с линейным коэффициентом $0,9^{\circ}\text{C}/100$ лет – для всей территории России, $0,85^{\circ}\text{C}/100$ лет – для ЕТР. Наиболее сильный тренд имеет место весной, наиболее слабый – осенью. Начиная с 1891 г. рекордно теплыми были годы 1983, 1990, 1995, 1997, 2000, 2010.

Изменение климатообразующих факторов носит региональный характер, на него оказывает влияние широта места, близость морей и океанов, орография и т.д. Для условий Абхазии все эти факторы имеются в совокупности и оказывают существенное влияние на формирование местного климата и метеорологические элементы очень часто имеют тенденцию противоположную ходу глобальных климатических факторов. В связи с этим представляется целесообразным провести статистический анализ вековых данных основных метеорологических элементов, установить закономерности их вариации и по возможности составить долгосрочный прогноз климатических изменений на территории Абхазии.

Потепление климата привело к усилению контраста метеоявлений: т.е. увеличиваются периоды засухи в летнее время и период избыточных осадков осенью, что отрицательно влияет на интенсивность вегетации фитоценозов весной, созревание и уборке урожаев осенью.

Резкий прирост приземной температуры воздуха (особенно в теплый период года) с 1994г. по 2016 г. выявлен в годовом ходе при сравнении с современной климатической нормой (1961-1990 гг.) (рис.10.7).

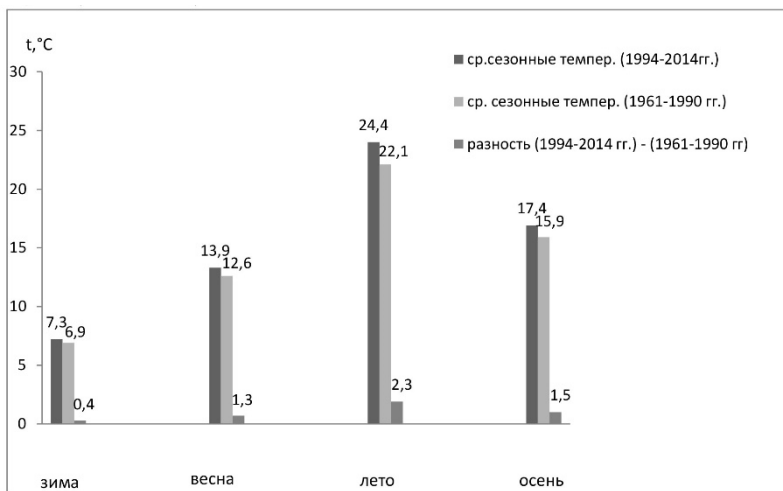


Рис.10.7. Динамика сезонных температур воздуха г. Сухум за период 1994-2016 гг. с климатической нормой (1961–1990 гг.).

Следует отметить, что прирост приземной температуры воздуха характерен для всех сезонов года. При этом, повышение температур наблюдается во всех сезонах с максимумом в летний период на 2,2 °С.

Таким образом, из анализа приведенных данных метеосети Абхазии за период с 1904 по 2016 год однозначно следует, что положительные тренды температур и характер их сезонных распределений указывают на существенное потепление климата, однако связи с глобальным, систематическим увеличением концентрации CO₂ в атмосфере за счет антропогенной деятельности не наблюдается.

В то же время оказывается справедливым мнение В.М. Котлякова [73,74] о том, что региональные особенности климата определяются, прежде всего, колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий.

Если судить по приведенным нами данным самые теплые зимы были в начале XX века, а самые холодные в

1992–1993 гг. и нынешнее потепление, по крайней мере для условий Абхазии, менее значительно, чем потепление начала прошлого века (1904–1918 гг.), хотя концентрация CO_2 существенно возросла.

Это означает, что влияние углекислого и других парниковых газов антропогенного происхождения на потепление климата многими исследователями сильно преувеличено. Возможно, увеличение концентрации диоксида углерода в атмосфере является не причиной, а следствием глобального потепления.

10.6. Влияние вулканической деятельности на температуру приземного слоя воздуха в Абхазии

При катастрофических извержениях выбросы вулканической пыли и газов, сублимирующих частички серы и других летучих компонентов, могут достигать стратосферы и вызывать катастрофические изменения климата. Так, в XVII веке после катастрофических извержений вулканов Этна в Сицилии и Гекла в Исландии замутнение стратосферы привело к резкому двухлетнему похолоданию, массовому неурожаю и гибели скота, эпидемиям которые охватили всю Европу и вызвали 30-50 процентное вымирание европейского населения. Такие извержения, часто имеющие эксклюзивный стиль, особенно характерны для островодужных вулканов. Аналогичный эффект имел место при извержении вулкана Тоба в Индонезии 75 тысяч лет назад, когда на земную поверхность было вынесено не менее 1000 км^3 лавы и выброшено в стратосферу около $5 \cdot 10^9$ тонн аэрозолей серной кислоты, которые вызвали климатический эффект типа “ядерной зимы”. *Вулканическая деятельность* сопровождается поступлением в атмосферу огромного количества разнообразных по размеру и составу веществ. Это могут быть жидкие и твердые аэрозоли, а также газы, из которых впоследствии формируются вторичные частицы - например, газообразный оксид серы, ко-

торый затем окисляется до H_2SO_4 . Среди продуктов вулканизма присутствуют многие кислотообразующие вещества и водяной пар - CO_2 и H_2O , H_2 , CO , N_2 , SO_2 , Cl_2 , H_2S , HCl , $\text{B}(\text{OH})_3$, NH_3 , CH_4 и многие другие. В вулканических ландшафтах идут кислые дожди с pH 2,4-2,5 и минерализацией до 250 мг/л [92,107,108]. Выброс вещества из вулкана может быть настолько сильным, что потоки могут достигать стратосферы. Попадая на значительную высоту, выброшенные вулканом частицы, даже крупные, не оседают сразу, а могут переноситься на большие расстояния. Это дает возможность использовать сведения об извержениях вулканов для датировки и глобальной синхронизации ледниковых и океанических кернов, в которых остаются прослойки вулканического вещества, выпадающего после извержений. Например, загрязненные слои льда, соответствующие извержению вулкана Тамбора (170 тыс. лет назад) были обнаружены в ледниковом керне на станции Восток (Антарктида). Вулканический аэрозоль меняет оптические и радиационные свойства атмосферы. Так, после извержения вулкана Кракатау (1883 г.) более года во многих частях земного шара наблюдались светлые и продолжительные зори. По данным Г.В. Сурковой [6], оптическая толщина атмосферы после извержений вулканов Агунг (1963 г.), Фуэго (Гватемала, 1974 г.), Сент-Хеленс (США, 1980 г.) в течение двух лет была ниже средней на 10% и более, а после извержений вулкана Эль-Чичон (Мексика, 1982) и Пинатубо (Филлипины, 1991) - на 50%. Возможно, что столь длительный эффект был вызван вторичными аэрозолями, образовавшимися из продуктов извержения. Поступление вулканического вещества в атмосферу влечет изменение режима химических процессов. Так, например, вслед за мощными извержениями вулканов Сан-Пеле и Санта-Мария (Гватемала, 1902 г.), Сент-Хеленс (США, 1980 г.), Эль-Чичон (Мексика, 1982 г.) и Пинатубо (Филиппины, 1991 г.) по данным В.Л. Сывороткина (2001) наблюдалось уменьшение общего содержания

озона в атмосфере. Сера вулканического происхождения в составе SO_2 и H_2S - один из источников формирования слоя серных аэрозолей в стратосфере (слой Юнге) на высотах 20-25 км. Одним из крупнейших катаклизмов XX века стало извержение Филиппинского вулкана Пинатубо (15 июня 1991 года) рис.10.8 (см. приложение). Сильнейший выброс тефры (*собираательный термин, который включает в себя все, что вырывается из кратера в воздух*) произошел утром 15 июня 1991г.

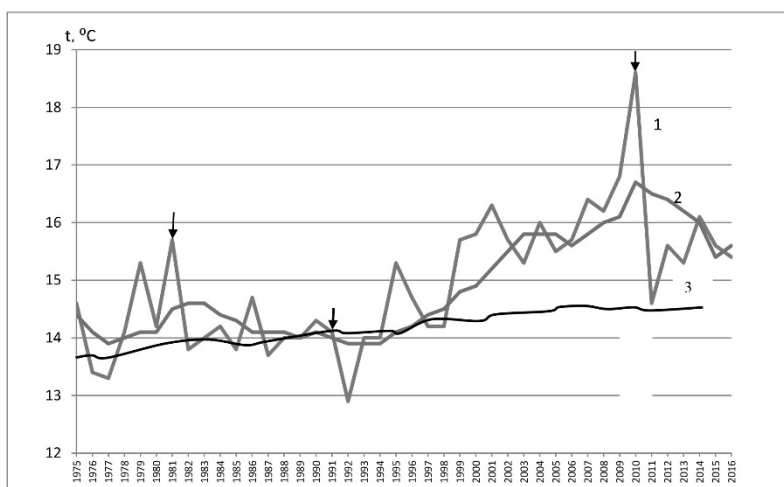


Рис.10.9. Распределение среднегодовых температур приземного воздуха на метеостанции Маяк (Сухум). 1 – средняя годовая, 2 – скользящие пятилетние, 3- глобальная температура-скользящие пятилетние.

Чёрными стрелками показаны годы извержения мощнейших вулканов

При извержении вулканов выбрасываются огромные объемы аэрозолей, взвешенных частиц, которые разносятся тропосферными и стратосферными ветрами и поглощают часть солнечного излучения. В результате извержения вулкана Пинатубо в 1991 году на Филиппинах на высоту

35 километров было заброшено столько пепла, что средний уровень солнечного излучения снизился на 2,5 Вт на квадратный метр, что соответствует глобальному охлаждению, по меньшей мере, на 0,5-0,7°C.

На рис.10.9. приведены графики распределения среднегодовых температур для метеостанции Сухум (Маяк), на которых чётко видны минимумы их значений (12,8 °C в 1992г.) и (14,6°C в 2011г.), приуроченные к извержению вулканов Пинатубо (Филиппины,15.06.1991г) и Эйяфьятлайокудль (Исландия,14-19.04.2010г)

Из рисунка следует, что в следующем за извержением вулкана году на территории Абхазии наблюдается резкое понижение температуры приземного слоя воздуха. В случае с вулканом Пинатубо, разница среднегодовых температур с годом извержения составила -1,3°C, а в случае с вулканом Эйяфьятлайокудль (Исландия,14-19.04.2010г) эта разница составила порядка- 4°C. Глобальные температуры тоже реагируют на вулканические извержения, понижения температур составили: вулкан Эль-Чичон, 1982г- 0,1°C; Пинатубо, 1991г, -0,1°C; Эйяфьятлайокудль, 2010г - 0,2°C. Но поскольку глобальные температуры являются следствием значительных пространственно-временных осреднений, их амплитуда колебаний существенно меньше региональных. Рассмотрение динамики глобальной температуры приземного слоя воздуха за 1904-2016гг [7,128] позволяет выделить ряд специфических черт. Во-первых, это ярко выраженная в 1975-2016гг тенденция к росту температуры. Именно эта тенденция и послужила основой для формирования традиционной концепции антропогенного потепления. Второй особенностью динамики являются локальные максимумы температуры, пришедшиеся на 1940-ые, 1980-ые и в период после 2000-ых годов. Наличие этих трёх максимумов интерпретируется как проявление 60-70-летних климатических циклов [42,54,112]. Третья особенность, проявляющаяся на кривой 5-летнего скользящего среднего, состоит в фиксации локальных максимумов тем-

пературы с периодичностью, варьирующей от 8 до 19 лет. Изменения абсолютных значений температуры и степень этих изменений представляют собой важные параметры, характеризующие возможные последствия изменений климата Земли. Эти последствия – таяние ледников, повышение уровня воды в морях, наводнения, засухи, изменения биоты и ряд других явлений [36]. Тенденции климатических температур, наблюдавшиеся в предыдущие годы, в основном сохраняются: среднегодовые, весенние и осенние температуры растут на всей территории РА. Средняя скорость роста среднегодовой температуры воздуха на территории Абхазии в 1976-2014гг составила 0,9 °C/10лет, что в 5 раз больше скорости роста глобальной температуры за тот же период 0,17°C/10лет. По всей видимости, в этих случаях основная роль в понижении температуры воздуха принадлежит стратосферному аэрозолю, который сохраняется в атмосфере в течение длительного времени [107]. Вулканический аэрозоль – это мелкодисперсная лава или капли смеси серной кислоты, галогенидов, сульфатов и соединений никеля и хрома, частицы почвы и горных пород. Вулканы воздействуют на природную среду и на человечество несколькими способами:

- во-первых, прямым воздействием на окружающую среду извергающихся вулканических продуктов (лав, пеплов и т. п.);

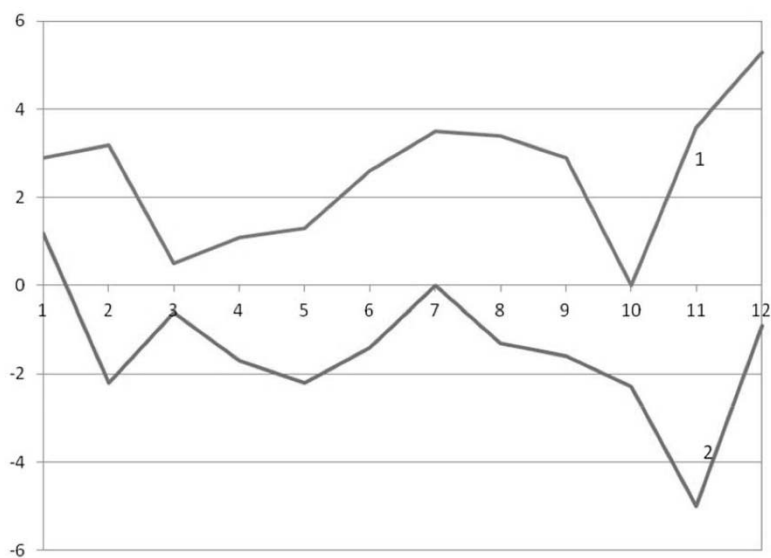
- во-вторых, воздействием газов и тонких пеплов на атмосферу и тем самым на климат;

- в-третьих, воздействием тепла продуктов вулканизма на лед и на снег, часто покрывающих вершины вулканов, что приводит к катастрофическим селям, наводнениям, лавинам;

- в-четвертых, вулканические извержения обычно сопровождаются землетрясениями, но особенно долговременны и глобальны воздействия вулканического вещества на атмосферу, что отражается на изменении климата Земли. Нужно полагать, что даже кратковременная, по меркам жизни чело-

века, масштабная вулканическая активность может изменить радиационный баланс планеты, являющийся энергетической основой существования и развития экосистемы, циркуляции атмосферы, морских течений и прочих процессов. Выбрасываемые в воздух аэрозоли поглощают часть исходящего от земли тепла и рассеивают значительную часть входящего солнечного излучения. Этот эффект может сохраняться на протяжении от двух до трех лет. Кроме того, выделяемые в результате подземных взрывов серные газы превращаются в сульфатный аэрозоль – мельчайшие капли, на три четверти состоящие из серной кислоты. После извержения эти частицы могут задерживаться в стратосфере на три-четыре года. Серная кислота – крайне токсичное вещество. Вдыхание ее паров вызывает у животных и людей воспаления и болезни дыхательных путей, при попадании вещества на кожу остаются химические ожоги.

Многие люди, отрицающие антропогенный фактор изменения климата, утверждают, что климатические сдвиги происходят вследствие выбросов парниковых газов, происходящих в период активности вулканов. Но если верить науке, объемы подобной эмиссии не сопоставимы с той, за которую отвечает человек. По данным геологической службы США, наземные и подводные вулканы выбрасывают от 0,18 до 0,44 млрд тонн углекислого газа в год. Для сравнения: в 2014 году в результате сжигания ископаемого топлива в атмосферу поступило порядка 40 млрд тонн CO₂. Следовательно, можно полагать, что на процесс глобального потепления гораздо сильнее влияют антропогенные выбросы парниковых газов. Однако, что касается длительного похолодания, вызванного отражением солнечного излучения стратосферным аэрозолем, то здесь влияние мощных вулканов, выбрасывающих огромные массы пепла на высоты до 35км, очевидна. Нами были рассмотрены отклонения среднегодовых и среднемесячных значений температур в годы соответствующие извержению вулканов и в годы после извержения табл.10.3. и рис.10.11



1 - разность 2010 г. и среднее 2006-2015 гг., 2 - разность 2011 г. и среднее 2006-2015 гг.

Рис.10.11. Сезонное распределение отклонений температур ПСА в Абхазии в год извержения (1) вулкана Эйяфьятлайокудль (Исландия,14-19.04.2010г) и в следующем 2011году (2).

Таблица 10.3.

Отклонение среднемесячных температур от среднего значения в год извержения вулкана Эйяфьятлайокудль (Исландия,14-19.04.2010г) и в следующем 2011году.

Разн. т-р 2010 - средн	2,9	3,2	0,5	1,1	1,3	2,6	3,5	3,4	2,9	0	3,6	5,3
Разн. т-р 2011- средн	1,2	-2,2	-0,6	-1,7	-2,2	-1,4	0	-1,3	-1,6	-2,3	-5	-0,9

Из анализа рис.10.11. следует, что после извержения вулкана в течении нескольких месяцев (до сентября) тем-

пература ПСВ повышалась несмотря на значительную запылённость атмосферы. Нужно полагать, что в течении этого времени влияние парниковых вулканических газов было преувеличивающим по сравнению с ослаблением солнечной радиации аэрозольным загрязнением тропосферы. По всей видимости, резкое понижение температуры ПСВ в сентябре связано с влиянием стратосферного аэрозоля, который в течение пяти месяцев имел возможность распространиться на значительную часть земной атмосферы и тем самым ослабить солнечную радиацию на значительных площадях земной поверхности. В следующем 2011 году после некоторого зимнего повышения температуры ПСВ в течение всего года понижается, что мы связываем с влиянием исключительно стратосферного аэрозоля, который распространяется в стратосфере благодаря струйным течениям и развитой турбулентности и остаётся в ней в течении нескольких лет. Баланс вещества в атмосфере - результат сложного взаимодействия динамических, радиационных и химических процессов. В зависимости от высоты над земной поверхностью изменяется роль этих процессов в цикле преобразований химических веществ. В нижних слоях атмосферы большую роль играют динамические процессы. С высотой интенсивность солнечной радиации возрастает, увеличивая роль фотохимических процессов в образовании новых соединений.

Атмосфера Земли на 99,9% состоит из молекулярного азота, аргона и кислорода. Но, несмотря на малые концентрации других веществ в атмосфере, они играют важную роль в формировании климатического режима. Влияние химического состава атмосферы на климат может быть прямым и косвенным. Прямое влияние заключается в том, что оптические свойства атмосферы, а, следовательно, и бюджет тепла климатической системы, определены ее химическим составом. Например, углекислый газ, метан, тропосферный O_3 и другие, так называемые парниковые газы, поглощают уходящую от земной поверхности длин-

новолновую радиацию, способствуя повышению температуры в тропосфере и охлаждению стратосферы. Косвенное влияние касается химических преобразований в атмосфере, приводящих к изменению концентраций оптически активных соединений, контролирующих радиационно-тепловой баланс. Так, угарный газ, оксиды азота и летучие органические соединения влияют на тропосферные и стратосферные концентрации озона. Уменьшение концентрации озона вызывает понижение температуры в стратосфере и, кроме того, способствует возрастанию количества проникающей к поверхности ультрафиолетовой радиации. Рост количества атмосферного аэрозоля затрудняет прохождение солнечной радиации через толщу атмосферы, как напрямую, путем увеличения рассеяния радиации при ясном небе, так и косвенным образом, за счет увеличения отражательной способности и времени жизни облаков.

Сжигание горючих ископаемых, сельскохозяйственная деятельность, автотранспорт, лесные пожары и вырубка леса нарушают сложившийся природный баланс вещества. Примером является драматический рост концентраций в атмосфере парниковых газов, таких как CH_4 , CO_2 , O_3 , N_2O и других, которые активно поглощают уходящую от поверхности Земли длинноволновую радиацию. Анализ концентраций CO_2 и CH_4 в пузырьках воздуха, извлеченных из ледниковых кернов, показывает, что последние 10 тыс. лет, в течение голоцена, они оставались практически неизменными - 260 млн^{-1} и $0,7 \text{ млн}^{-1}$ по объему, соответственно. В последние же 300 лет их содержание выросло до 358 млн^{-1} для CO_2 и $1,72 \text{ млн}^{-1}$ по объему для метана. До начала промышленного выпуска фреонов естественное содержание хлоридов в атмосфере составляло $0,6 \text{ млрд}^{-1}$, теперь - 1 млрд^{-1} по объему.

Химический состав атмосферы и его изменения прямым и косвенным образом влияют на формирование ее термического и циркуляционного режима.

Несмотря на мощность разовых выбросов, вулканические источники аэрозолей локализованы в пространстве и ограничены во времени продолжительностью извержения.

Учитывая, что парниковые газы антропогенного происхождения в 10-100 раз превышают по объёму выбросы вулканов, можно полагать, что вулканическая деятельность не оказывает существенного влияния на парниковый эффект из-за локальности и кратковременности действия.

Однако, вулканическая деятельность несомненно приводит к глобальному понижению температуры ПСВ на 0,5-2⁰ С, в год последующий за извержением, следствием чего может явиться длительное похолодание.

Хотелось особо отметить, что на рис.10.9 кривая пятилетних сглаженных однозначно указывает на значительное снижение температуры ПСВ после извержения вулкана Эйяфьятлайокудль (Исландия, 14-19.04.2010г) и в последующие годы.

Атмосферные аэрозоли и климат

Атмосферные аэрозоли - продукт сложных химических и физических преобразований твердых, жидких и газообразных веществ в атмосфере. Более 90% аэрозолей имеют природное происхождение. Время пребывания аэрозолей в атмосфере составляет от нескольких минут до нескольких недель в зависимости от высоты, от их размера и местных метеорологических условий, определяющих процессы их выведения из атмосферы. Аэрозоли, попавшие в стратосферу или образовавшиеся там, могут оставаться в стратосфере более одного года. Время их пребывания в тропосфере обычно составляет 1-2 недели. Выведение аэрозолей из атмосферы в основном происходит за счет гравитационного осаждения и вымывания осадками. Влияние аэрозолей на климат довольно сложно и состоит в том, что в присутствии аэрозолей изменяются радиационные свойства атмосферы при пропускании, поглощении и отражении солнечной и длинноволновой радиации.

Аэрозоли оказывают на климат прямое влияние путем поглощения и рассеяния солнечной радиации и косвенное влияние, выступая в качестве облачных ядер конденсации.

Степень прямого влияния аэрозолей зависит от размера и оптических свойств частиц, их количества и зенитного угла Солнца. Важную роль в изменении температуры некоторого слоя воздуха играет соотношение числа частиц, которые либо преимущественно поглощают (как, например, сажа) либо, наоборот, рассеивают солнечную радиацию (например, сульфат аммония). Предварительные исследования показывают, что прямой радиационный эффект аэрозолей наиболее выражен в безоблачных районах.

Косвенное влияние проявляется при увеличении числа аэрозолей, что приводит к росту количества облачных ядер конденсации. Сложно однозначно оценить косвенное влияние аэрозолей, поскольку оно зависит от цепи преобразований, ведущих от изменения начального числа аэрозолей, их концентрации и распределения по размерам к изменению числа и характеристик облачных ядер конденсации, далее к изменению количества и распределения по размерам облачных капель и, далее, к изменению облачного альбедо.

Влияние тропосферных аэрозолей на оптические свойства атмосферы очень сильно изменяется в зависимости от места и времени года и проявляется, главным образом, в дневное время, при наличии прямой солнечной радиации. Максимальный эффект проявляется вблизи источников аэрозолей в нижних слоях тропосферы.

Стратосферные аэрозоли оказывают некоторый эффект на баланс длинноволновой радиации, но основное их влияние проявляется в изменении пропускания коротковолновой радиации в дневное время суток. Стратосферные аэрозоли имеют более длительное время жизни (до 2-х лет) по сравнению с тропосферными (до 2-х недель), поэтому они часто успевают переместиться по всей стратосфере, и их влияние носит глобальный характер.

Рассмотрим несколько примеров. Большую распространенность имеют сульфатные и углеродсодержащие аэрозоли. Вместе они составляют около 80% субмикронных частиц промышленного происхождения. Прямой радиационный эффект этих аэрозолей различается. Сульфатные частицы в основном отражают и рассеивают солнечную радиацию, способствуя понижению температуры. Этот эффект особенно ярко проявляется для долгоживущих стратосферных серосодержащих аэрозолей в слое Юнге. Радиационный эффект от сульфатных аэрозолей антропогенного происхождения при глобальном поступлении SO_2 в количестве 80 гТ/год отрицателен и составляет -1 Вт/м^2 [141].

Углеродсодержащие аэрозоли по своему влиянию на тепловой режим атмосферы могут быть разделены на «чистый» углерод (сажа) и органические частицы. Сажа больше поглощает радиацию, чем рассеивает. Слои в атмосфере, где много таких аэрозолей, могут дополнительно нагреваться. Органические же частицы, как и сульфатные аэрозоли, в основном рассеивают солнечную радиацию, оказывая выхолаживающее влияние.

Частицы пыли могут иметь двоякое влияние на радиационно-тепловой баланс. Как показывают космические снимки, территории, над которыми атмосфера запылена (например, пустыни), имеют более светлый цвет, следовательно, они поглощают меньше солнечной радиации, чем более темная подстилающая поверхность в соседних районах, что ведет к выхолаживанию. С другой стороны, активное поглощение частицами пыли инфракрасной радиации приводит к нагреванию воздуха.

Косвенное влияние аэрозолей на оптические свойства облаков подтверждается спутниковыми наблюдениями, которые показывают наличие систематической разницы между эффективным радиусом облачных капель в северном и южном полушариях. В северном полушарии размер облачных капель меньше. Изменение размера и количества облачных капель приводит к изменению альбедо облачно-

сти и, следовательно, радиационных потоков. Например, чем больше число облачных частиц и чем меньше их радиус, тем больше облачное альбедо, тем больше солнечной радиации отражается обратно в космос, не достигнув земной поверхности. Изменение радиационного баланса и физических характеристик облаков меняет режим формирования и выпадения осадков. Вероятность их выпадения возрастает при уменьшении концентрации облачных капель и увеличении их диаметра. Уменьшение размеров облачных капель может приводить к возрастанию времени жизни облаков за счет того, что из них выпадает меньше осадков. Следовательно, «загрязненные» облака могут давать меньше осадков, но дольше существовать.

Глава 11. ВЛАЖНОСТЬ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА КАК ОДИН ИЗ ОСНОВНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

11.1. Экологическая роль влажности

Вода является важнейшей составной частью материи. В протоплазме животных, находящихся в состоянии активной жизни, содержится обычно от 70 до 90% воды, а у некоторых медуз этот процент поднимается до 98. Удовлетворение потребностей в воде и борьба против ее возможных потерь составляют для сухопутных животных важнейшие экологические задачи. Все живые организмы делятся на различные экологические группы в зависимости от их потребности в воде:

1. Организмы водные или гидрофильные живут постоянно в воде.

2. Организмы гигрофильные могут жить только в очень влажной среде с воздухом, насыщенным или близким к насыщению. К этой группе относятся представители почвенной фауны.

3. Организмы мезофильные отличаются умеренной потребностью в воде. Сюда относится большинство животных умеренного пояса и большинство культурных растений.

4. Организмы ксерофильные, живущие в сухих местобитаниях с недостатком воды, как в воздухе, так и в почве. Ими населены пустыни и прибрежные дюны. Среди животных эта группа представлена многочисленными насекомыми. Среди растений кактусами и лишайниками. Каждая из этих экологических групп может служить хорошим индикатором господствующих в данной местности экологических условий.

Животные могут получать воду разными путями:

1. Поступление воды через кишечный тракт у видов, которые пьют воду.

2. Использование воды, содержащейся в пище. Многие животные пустынных районов никогда не пьют, и пища является для них единственным источником воды (грызуны, антилопы).

3. Проникновение или поглощение воды через кожный покров у амфибий (например, лягушки, а также у некоторых насекомых и клещей). Некоторые насекомые способны поглощать водяной пар даже из ненасыщенного воздуха.

4. Использование метаболической воды, образующейся при окислении жиров. Этот способ свойственен одnogорбым верблюдам, некоторым грызунам и некоторым насекомым (платяная моль, амбарные долгоносики и т.д.). Потери воды связаны с испарением через кожный покров, с дыханием, а также с различными выделениями. Механизмы защиты организма от обезвоживания можно разделить на три категории: уменьшение потери воды; использование метаболической воды (связанной); экологические адаптации.

Уменьшение потери воды, осуществляется различными организмами морфологическими и физиологическими способами.

Экологическая адаптация распространена среди животных пустыни – жизнь в норах с относительно постоянной и повышенной влажностью. Многие из них ведут ночной образ жизни. Передвижения и миграции животных также относятся к числу средств, позволяющих избегать слишком сухих пространств.

Рассматривая влияние влажности на продолжительность жизни организмов, можно выделить две группы животных. Одни из них экономят воду, например, животные засушливых районов. Продолжительность жизни у них существенно не изменяется, когда они определенный период голодают в условиях различной относительной влажности. У других продолжительность жизни возрастает по мере увеличения относительной влажности, когда влажность низ-

кая они быстро погибают. У некоторых видов насекомых существует линейная зависимость между скоростью развития и влажностью.

Скорость развития перелетной саранчи возрастает до того момента, когда относительная влажность достигает 70%, после чего она начинает падать. Влажность оказывает влияние также на поведение организмов. Например, комар перестает питаться и, следовательно, нападать на теплокровных, если относительная влажность опускается ниже 40%. Миграции саранчи часто вызываются сухостью, которая ухудшает возможности питания личинок. Млекопитающие передвигаются в поисках воды и никогда не возвращаются к исходному пункту.

С экологической точки зрения вода служит лимитирующим фактором, как в наземных местообитаниях, так и в водных, где ее количество подвержено сильным колебаниям. Количество осадков, влажность, иссушающие свойства воздуха и доступный объем водного запаса являются основными величинами, измеряемыми при изучении фактора влажности.

Влажность – это параметр, характеризующий содержание водяного пара в воздухе. В экологических исследованиях очень часто пользуются относительной влажностью. В природе существует суточный ритм влажности (она повышается ночью и снижается днем).

Иссушающее действие воздуха – важный экологический фактор, особенно для наземных растений. Животные сами регулируют свое поведение так, чтобы избежать дегидратации, переходя в защищенные места или перенося свою активность на ночное время. Растениям же приходится оставаться на месте. Вода, поступающая в растения из почвы, почти полностью (97-99%) испаряется через листья – так называемая транспирация. Отношение прироста (чистой продукции) к количеству транспирированной воды называется эффективностью транспирации и выражается обычно в граммах сухого вещества на 1000 г транспириро-

ванной воды. Для большинства видов сельскохозяйственных культур эффективность транспирации равна 2. Засухоустойчивые культуры, такие как сорго и просо имеют эффективность равную 4. Высокая эффективность транспирации у растений пустыни достигается тем, что в сухой сезон они сбрасывают свои листья и подставляют солнцу только свои почки и стебли.

Атмосферные осадки и влажность воздуха на внешней границе наземной экосистемы имеют определяющее значение для формирования ее водного режима и таким образом входят в число наиболее важных экологических факторов, так как обеспеченность водой является главным условием жизнедеятельности любого организма.

11.2. Основные характеристики влажности на территории Абхазии

Особенностью влажности воздуха – компонента климата является ее большая неустойчивость и пульсация. Анализ гидрограмм показывает, что при обычных погодных условиях значения относительной влажности за 1–2 мин могут измениться на 10-15%. Исключительное влияние на влажность воздуха оказывают турбулентные потоки и развивающиеся в приземном слое атмосферы нисходящие и восходящие воздушные потоки.

Степень насыщенности воздуха влагой является одним из расчетных параметров эффективной температуры и поэтому приобретает большое значение при оценке комплексного воздействия климата на организм человека. С относительной влажностью связана атмосферная засуха, оказывающая угнетающее действие на сельскохозяйственные культуры. Влажность в сочетании с температурой воздуха учитывается при планировании жилищного и промышленного строительства. Влагосодержание воздушной среды определяет напряженность теплообменных процессов в организме. Следует отметить, что абсолютная влажность

воздушной среды влияет на конденсационные процессы и определяет их интенсивность. Абсолютная влажность и ее дефицит являются исходными данными для расчета потерь на испарение. Все указанные выше показатели влажности воздуха взаимосвязаны друг с другом и с температурой. Следовательно, становится ясным значение этого элемента для оценки климатических условий того или иного района.

На территории Абхазии влажность испытывает большие колебания, вызванные орографической структурой, видом подстилающей поверхности и развивающимися здесь атмосферно-циркуляционными процессами. Высокая абсолютная влажность характерна для всей Абхазии. Этому способствуют ее закрытость с трех сторон высокими горными хребтами, открытость ее со стороны Черного моря, доминирующее действие влажных западных атмосферных течений, пышная растительность и повышенный температурный фон в продолжении всего года.

В холодный период года в низменных районах Абхазии средние показатели абсолютной влажности в зоне высот 400-500 м в два-три раза больше чем в высокогорной. По мере повышения температуры абсолютная влажность увеличивается, достигая максимума в июле-августе.

Максимум абсолютной влажности в низменных районах (24 мб) приходится так же на июль-август. Колебания абсолютной влажности по месяцам с высотой уменьшаются. В равнинных зонах абсолютная влажность составляет 10-13 мб, а в зоне высокогорья падает до 4 мб. Относительная влажность колеблется по территории в широких пределах. Самые высокие ее величины наблюдаются в прибрежных районах. Здесь среднее годовое значение ее составляет 80-85%. Данные относительной влажности г. Сухум приведены в табл. 11.1.

Таблица 11.1

Среднемесячная относительная влажность воздуха (%) в г. Сухум

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1999	81	80	75	81	79	79	76	81	77	81	81	81
2000	84	83	80	80	82	81	83	84	83	86	84	83
2002	87	89	89	91	94	94	84	84	85	83	80	79
2003	78	79	82	83	82	77	81	82	83	85	82	78
2004	79	87	85	77	86	79	76	79	74	78	84	75
2005	81	72	82	79	75	80	76	78	74	73	72	72
2006	84	83	77	83	82	78	85	82	80	83	84	82
2007	82	80	85	83	76	80	79	76	75	75	81	82
2008	77	83	81	80	85	82	82	79	81	82	78	79
2009	82	79	79	78	79	77	81	77	82	79	83	81
2010	83	77	81	79	77	80	78	66	71	79	70	70
2011	82	86	81	86	87	82	81	72	74	77	79	72
2012	75	77	78	74	78	77	74	77	74	77	76	74
2013	74	74	73	76	77	78	75	78	75	75	74	71
2014	78	72	74	71	70	76	75	76	77	77	74	75
2015	76	73	78	78	78	79	78	75	71	76	74	77
2016	78	73	74	68	81	76	77	76	74	76	71	81

Как видно из этой таблицы и рис. 11.1. минимум относительной влажности здесь наблюдается в августе и декабре, а максимум с января по май и в октябре-ноябре [120,123,124]. Большое практическое значение имеют данные относительной влажности за 13 часов. С нею связана интенсивность испарения, которая резко влияет на увлажненность района. В качестве показателей степени засушливости и повышении увлажненности отдельных районов используется число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ и число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ за 13 часов.

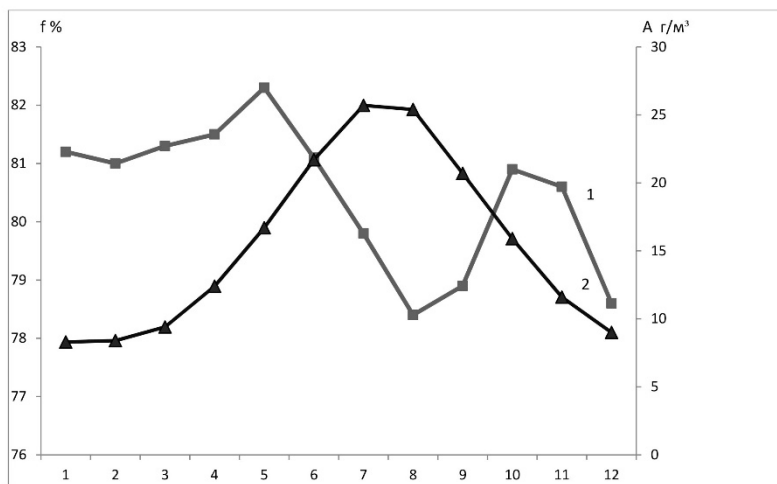


Рис. 11.1. Среднемесячная относительная (1) и абсолютная (2) влажность воздуха в г. Сухум

Дефицит влажности широко используется для расчета потерь на испарение и водопотребление сельскохозяйственных культур. Дефицит влажности дает представление о количестве атмосферной влаги, необходимой для полного насыщения воздуха. Дефицит влажности тесно связан с количеством фактической влаги, содержащейся в воздушной среде, а так же с температурой воздуха. Результативным показателем степени увлажнения района является коэффициент увлажнения, который представляет собой частное от деления количества выпадающих в районе осадков на возможные потери влаги через испарение.

Для расчета потерь влаги путем испарения фактических данных не имеется, поэтому пользуются эмпирическими формулами. Коэффициент увлажнения имеет максимальные значения в южной части черноморского побережья Абхазии, где он в отдельных местах достигает 4,0. В среднем же здесь его значение равно 3,5. Это значит, что выпадающие в этом районе осадки за год перекрывают возмож-

ные потери на испарение в 3,4 раза. На крайнем востоке территории Абхазии коэффициент увлажнения снижается до 0,3 – 0,4, т.е. потери на испарение перекрывают выпадающие осадки в 2,5-3 раза.

Максимальных значений коэффициент увлажнения достигает на побережье и в прилегающих к нему районах. Экстремальные значения коэффициента увлажнения сильно отклоняются от средних величин в отдельные годы. Так, для восточной равнинной части Абхазии они в засушливый летний сезон могут понизиться до 0,1 – 0,2, а в сильно увлажненные сезоны повыситься до 1,0 – 1,5 и более.

Атмосферное увлажнение в течение длительного времени являлось единственным критерием оценки условий влагообеспеченности территорий и сельскохозяйственных культур. В качестве показателей атмосферного увлажнения применительно к запросам сельского хозяйства часто используют количество атмосферных осадков выпадающих за период вегетации. Сельское хозяйство взаимодействует со сложной системой природных условий, из числа которых метеорологические факторы являются наиболее изменчивыми и активными. Их влияние на процессы сельскохозяйственного производства, в особенности на формирование продуктивности культурных растений, обуславливает в значительной мере размеры урожая, а также качество продукции.

Наблюдающееся в последнее десятилетие потепление климата на территории Абхазии вызвало изменение метеорологических параметров. Увеличились годовые суммы температур. Кроме того, произошла значительная трансформация сезонного распределения атмосферных осадков, минимум наблюдается в летние месяцы, особенно в июле.

Абхазия лежит в переходной зоне между субтропическим и умеренным поясами и условия погоды здесь менее устойчивы, чем в типичных субтропиках. Климат Абхазии резко выделяется от климатов России своей известной суб-

тропичностью, большим балансом тепла и влаги, высокой биологической и хозяйственной продуктивностью.

Хотя, за вегетационный период на побережье выпадает более половины годовой суммы осадков (свыше 60%), они не могут создать благоприятный баланс влаги не только из-за усиленного притока в это время солнечной радиации и увеличения испарения, но и в связи с характером выпадения осадков. Большая часть летних осадков выпадает со значительными перепадами в виде кратковременных ливней, не успевающих в достаточной мере увлажнить почву. Недостаточная обеспеченность влагой на побережье часто наблюдается в июле и августе.

Из-за неблагоприятного баланса влаги вероятность недостаточной обеспеченности влагой за летние месяцы в Абхазии составляет в процентах: в июне – 46, поэтому атмосферная засуха здесь часто наблюдается в течение месяца. В отдельные годы засуха может длиться до двух месяцев и приобретать критический характер. Следует отметить засушливые периоды 1907 года. Первый из них продолжался 40 дней (с 28. II по 8.IV), второй – 37 дней (с 24.IX по 30.X). Аналогичные случаи наблюдались в 1911, 1917, 1920, 1930, 1952, 1957. Есть случаи за вековой ход, когда в течение одного года засуха повторялась более трех раз – 1912, 1954, 1974.

За последние 15 лет с повышением температуры систематически понижается относительная влажность, если в 2002 году среднегодовая относительная влажность составляла 85%, то в 2013 году она понизилась до 74% рис. 11.2.

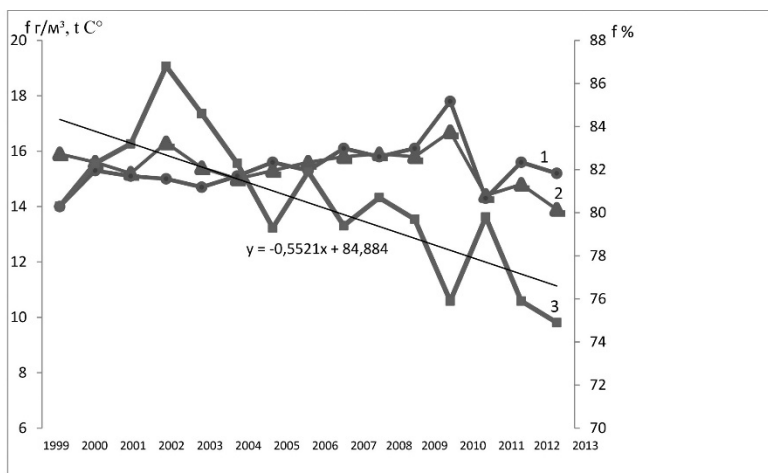


Рис.11.2. Распределение температуры (1), абсолютной (2) и относительной влажности(3) по г. Сухум

Основными сельскохозяйственными культурами в субтропической зоне являются цитрусовые, чай, тунговые деревья, бамбук, маслины, инжир, хурма и пробковый дуб. Эти растения по требованию к влаге являются мезофитами муссонного климата и с понижением влажности испытывают существенное угнетение.

Особенности распределения атмосферных осадков, изменчивости температуры воздуха и сезонное распределение влажности на территории Абхазии вызывают интерес с точки зрения их влияния на урожайность таких ценных для республики субтропических культур, какими являются цитрусовые.

Ускорение наступления фазы съемной спелости плодов цитрусовых в основном зависит от погодных условий осеннего периода. Так, например, если наблюдается теплая и с небольшим количеством осадков погода и межфазный период проходит нормально, то съемная спелость плодов отмечается в первой половине октября. И, наоборот, когда

наблюдается холодная с осадками осенняя погода, то созревание плодов значительно затягивается.

Другим последствием потепления является не только удлинение вегетационного периода, но провоцирование плодовых сельскохозяйственных растений на ранее цветение, что в условиях нестабильных весенних температур приводит к потере фертильности пыльцы и гибели завязи, а в результате происходит снижение урожайности при удлинении вегетационного периода.

По всей видимости, на Черноморском побережье следует ожидать последствий усиления западного переноса и связанного с ним увеличения количества осадков (прежде всего в зимний период). Нельзя исключать того, что усиление зимней циклонической активности в регионе явится причиной увеличения частоты особо опасных явлений погоды. Негативный эффект глобального потепления следует ожидать в том числе и от повышения уровня моря. Последнее будет причиной масштабных изменений в динамике прибрежных вод и сокращения пляжной полосы.

В любом случае стратегические вопросы развития курортов на Черноморском побережье Абхазии требуют тщательной оценки будущих изменений в окружающей среде, обусловлены ли они глобальными тенденциями, если речь идет о сроках 50-100 лет, или естественной изменчивостью климата, если речь идет о ближайших 10-20 годах. Такого рода оценочный долгосрочный прогноз регионального климата для разработки сценариев развития региональной экономики и прежде всего индустрии отдыха требует более детального анализа тенденций изменения климатических характеристик в регионе и их связи с глобальными процессами, а также анализа характерной изменчивости климатических характеристик, не связанных с глобальным потеплением.

Климатические изменения в последние десятилетия, связанные с различными факторами, в том числе с выбросами в атмосферу парниковых газов, являются беспреце-

дентными. В период регионального потепления (1993-2014) среднегодовая температура в Абхазии достигла (18°C) при норме ($14,5^{\circ}\text{C}$), наиболее значительно по сравнению с нормой повысилась летняя температура на $2,2^{\circ}\text{C}$, зимние температуры практически не изменились. Повышение температуры приземного слоя приводит к увеличению годовых и сезонных сумм осадков. При этом за вегетационный период на побережье выпадает более 47% годовых сумм осадков, но они не могут в достаточной мере увлажнить почву, в связи с кратковременным ливневым характером выпадения. В связи с чем, многие однолетние сельскохозяйственные культуры (особенно овощные) страдают от засухи. В тоже время, интенсивные ливни с суточной суммой осадков более 120 мм приводят к паводкам на реках и интенсификации склоновых процессов.

11.3. Особенности гидротермического режима территории Абхазии

Абхазия лежит в переходной зоне между субтропическим и умеренным поясами и условия погоды здесь менее устойчивы, чем в типичных субтропиках. Климат Абхазии резко выделяется от климатов России своей известной субтропичностью, большим балансом тепла и влаги, высокой биологической и хозяйственной продуктивностью.

Высокие температуры и обильные атмосферные осадки способствуют интенсивному развитию карстовых процессов в известняковой зоне, а в районах сложенных вулканическими породами большое количество осадков ведет к формированию исключительно густотой сети поверхностных вод.

Среднегодовая температура понижается и составляет на уровне моря составляет порядка $15,5^{\circ}$, с высотой оно понижается: на высоте 900-1000 м – $t=9^{\circ}$, на высоте около 2000 м – $t=3,5^{\circ}$, а выше 2400 м имеет уже отрицательное значение.

Для всей Абхазии характерно плавное повышение (весной и летом), а так же плавное понижение (осенью и зимой) температуры воздуха. Нигде средне декадное повышение или понижение температуры воздуха не превышает $1,5^{\circ}$.

Среднегодовая амплитуда находится в пределах $17,5^{\circ}$ - $19,7^{\circ}$. Причем на побережье и в высокогорной зоне, около 18° , а в среднегорной более 19° . Понятие зимы отождествляется с морозами. Максимум среднегодовой величины тепла получает северный участок побережья Абхазии, южнее она уменьшается.

Так, сумма температур выше $+5^{\circ}$ составляет в Гагре и Гудауте – 5225° , Сухуме – 5171° , Очамчире – 4802° , Гале – 4844° . С высотой этот показатель быстро сокращается. Соответственно сокращается и продолжительность вегетационного периода. Если вегетационный период для нетребовательных к теплу культур на побережье фактически не прекращается, то в предгорной зоне (до 500, 600 м) он составляет 300 дней, нижнегорной (1000 – 1500 м) – 200-300 дней, среднегорной зоне (1500 – 3000 м) – 90-170 дней, а в высокогорной зоне (выше 3000 м) около двух месяцев.

В отдельные годы продолжительность вегетационного периода на побережье колеблется в пределах до 50-60 дней, но даже наименьшая его продолжительность превышает 300 дней. На побережье Абхазии в среднем за год выпадает 1400 мм (в последнее десятилетие 1550 мм) осадков, по мере подъема местности количество осадков значительно возрастает.

Минимум осадков наблюдается летом, т.е. обратно пропорционально росту температуры воздуха. Это обусловлено тем, что в это время года море холоднее воздуха, в результате чего над морем создается устойчивое атмосферное давление, затрудняющее образование восходящих потоков влажного воздуха.

Дефицит осадков выражается в том, что в отдельные месяцы количество испаряющейся влаги, превосходит ко-

личество атмосферных осадков. Их дефицит наблюдается ежегодно, исключая периоды минимума солнечной активности, когда количество атмосферных осадков максимально.

В среднегорной и высокогорной зоне неравномерность выпадения осадков усугубляется рельефом местности. Так, на озере Рица разница в суммах осадков между соседними декадами составляет около 30 мм. Здесь один максимум распределения осадков (ноябрь-декабрь) и один минимум (июнь-июль).

Несмотря на обильные осадки на побережье Абхазии устойчивый снежный покров из-за положительного радиационного баланса не образуется. Снег здесь выпадает редко и держится всего несколько дней. Число дней с осадками распределяется по сезонам сравнительно равномерно, но с разной продолжительностью и интенсивностью.

Для лета и начала осени характерны кратковременные грозовые ливни. В конце осени и зимой дожди обычно затяжные, дождь льет почти без перерыва неделю, бывает, что и более декады.

Ливни иногда носят исключительно грозовой характер и производят довольно сильные наводнения и разрушения. Суточное количество осадков в таких случаях может достигать 200 мм. Значительное количество осадков в сочетании с высокой влажностью воздуха (80-85%), казалось бы, должно обеспечить хорошее увлажнение почвы, но оказывается, что это не совсем так, и распространенное мнение об избыточном увлажнении Черноморского побережья Абхазии преувеличено, во всяком случае, для летнего сезона.

Хотя, за вегетационный период на побережье выпадает более половины годовой суммы осадков (свыше 60%), они не могут создать благоприятный баланс влаги не только из-за усиленного притока в это время солнечной радиации и увеличения испарения, но и в связи с характером выпадения осадков. Большая часть летних осадков выпадает со

значительными перепадами в виде кратковременных ливней, не успевающих в достаточной мере увлажнить почву. Недостаточная обеспеченность влагой на побережье часто наблюдается в июле и августе.

Из-за неблагоприятного баланса влаги вероятность недостаточной обеспеченности влагой за летние месяцы в Абхазии составляет в процентах: в июне – 46, поэтому атмосферная засуха здесь часто наблюдается в течение месяца. В отдельные годы засуха может длиться до двух месяцев и приобретать критический характер. Следует отметить засушливые периоды 1907 года. Первый из них продолжался 40 дней (с 28. II по 8. IV), второй – 37 дней (с 24.IX по 30.X). Аналогичные случаи наблюдались в 1911, 1917, 1920, 1930, 1952, 1957. Есть случаи за вековой ход, когда в течение одного года засуха повторялась более трех раз – 1912, 1954, 1974.

Естественная увлажненность территории обычно характеризуется коэффициентом увлажнения. Так, например, наиболее часто применяемая в мелиоративной практике формула Г. Т. Селянинова (1961) представляющая собой отношение суммы осадков ($\sum R$) к сумме температур ($\sum t^\circ$) выше 10°C за вегетационный период, уменьшенной в 10 раз. Это отношение называется гидротермическим коэффициентом (ГТК).

Основными сельскохозяйственными культурами в субтропической зоне являются citrusовые, чай, тунговые деревья, бамбук, маслины, инжир, хурма и пробковый дуб. Эти растения по требованию к влаге объединяются в группы (табл.11.2).

Таблица 11.2

Классификация субтропических многолетников по требованию их к влаге

Классификация типов растений	ГТК min	R мин за летние месяцы при $t^{\circ}=23-26^{\circ}$ (мм)
Ксерофиты средиземно-морского климата: маслины, инжир, лавр, финик, фисташки, пробковый дуб	0,1	10 – 20
Засухоустойчивые мезофиты: виноград, грецкий орех, миндаль, кипарис, лавровишня	0,5	20 – 40
Мезофиты муссонного климата: цитрусовые, мушмула, хурма, фейхоа, лавр камфорный, тунговое дерево	1,0-1,2	60 – 80
Гигрофиты муссонного или экваториального высокогорного климата: чайный куст, хинное дерево, новозеландский лен	1,6-2,0	120 – 150

В пределах указанных зон Г.Т. Селянинов дифференцировал территорию по обеспеченности влагой:

- избыточно влажные территории с ГТК более 2,0;
- влажные с ГТК от 1,5 до 2,0;
- недостаточно влажные с ГТК от 1,0 до 1,5;
- сухая с ГТК менее 1,0.

Таким образом, Г.Т. Селянинов достаточно точно определил границы возможного распределения конкретных субтропических культур (Синицына и др., 1972).

В виду того, что в Абхазии за вековой период наблюдаются два термических режима: понижение среднегодовой температуры до 1993 года и ее повышение с 1994 года, а также трансформации сезонных осадков, для исследования ГТК были выделены эти два периода. На территории Аб-

хазии несмотря на значительное количество осадков в вегетационный период их минимальное значение приходится на летние месяцы (особенно на июнь-июль). Поэтому наиболее информативно использовать ГТК не всего периода вегетации, а только летнего сезона.

Сопоставительный анализ сезонного распределения ГТК для различных зон Абхазии до и в период глобального потепления показал, что в низинной прибрежной зоне г. Гагра, г. Сухум наблюдается недостаток увлажнения, особенно в г. Гагра. В холмистой зоне (г. Ткуарчал) напротив наблюдается переувлажнение.

Полученные для Абхазии величины коэффициентов увлажнения вполне согласуются с климатическими условиями, в особенности с режимом атмосферных осадков (рис.11.3).

Следовательно, найденные коэффициенты увлажненности на территории Абхазии могут быть использованы для решения вопросов, связанных с мелиоративными мероприятиями.

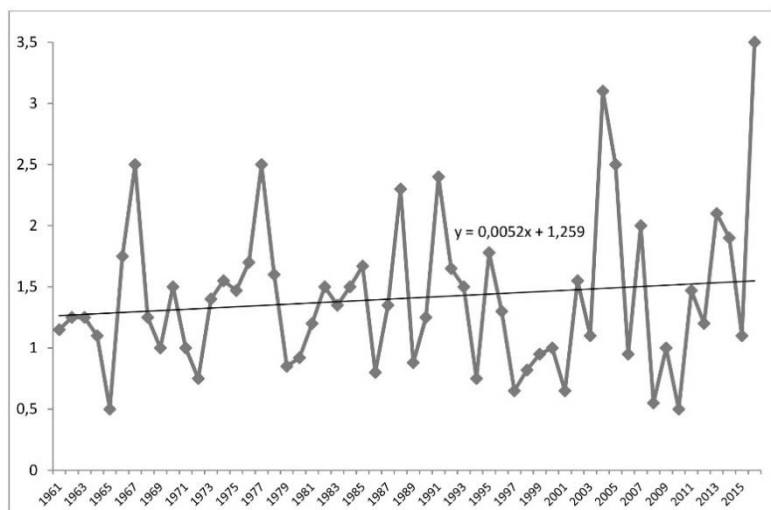


Рис. 11.3. Значение гидротермического коэффициента за летний период г. Сухум

Часть 3

РЕЖИМ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА НАЗЕМНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ АБХАЗИИ

Глава 12. РЕЖИМ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ АБХАЗИИ

12.1. Особенности глобального распределения осадков

Глобальные климатические процессы оказывают свое воздействие на вариации климата исследуемого региона. Тем самым, получено еще одно подтверждение известной гипотезы В. П. Мелешко, Г.С. Голицына и др. [82], согласно которой изменения влагооборота на Европейской территории России связано с планетарными колебаниями в системе океан-атмосфера, а колебания уровня такого крупного бессточного водоема каким является Каспийское море, представляют собой уникальный природный индикатор низкочастотной климатической изменчивости в Восточно-Европейском регионе.

Интересно отметить, что повышение температуры в Восточно-европейском регионе происходит в последние десятилетия параллельно с ростом осадков (ожидалась обратная картина- потепление климата в регионе будет способствовать его аридизации). Так, А.А. Величко, О.К. Борисова и др. [25] пришли к выводу, что при крупномасштабных глобальных термических изменениях ($\Delta t > 2^{\circ}\text{C}$) количество осадков на континентах возрастает. При более низких аномалиях температуры образуются области, где связь температуры и осадков характеризуется обратным знаком, что может привести к возрастанию повторяемости засух в отдельных районах. Следовательно, глобальное потепление, отмеченное в XX веке при росте приземной температуры на $0,5^{\circ}\text{C}/100$ лет, не привело к повышению аридизации в Восточно-европейской части России.

Оценки линейных трендов сумм осадков для теплого и холодного периодов и гидрологического года в целом, выполненные для каждой из административных областей региона [36] показали, что картина далеко не однозначная. Тем более, что статистически значимых (с вероятностью

90%) случаев не так уж много. Так, в теплый период в центральной части региона тренды осадков имеют восходящий характер, в холодный период наблюдается более четкая картина. Следовательно, тренд-анализ указывает на неустойчивый во времени характер режима осадков в восточно-европейской зоне России в XX столетии.

При этом между соседними областями в поле осадков устанавливается достаточно тесная корреляционная связь ($r \sim 0,7-0,8$), что свидетельствует об общности осадкоформирующих факторов на значительной территории. Таким образом, пространственная структура поля осадков определяется свойствами атмосферной крупномасштабной циркуляции, в том числе и циклонической деятельностью, сезоном года, характером подстилающей поверхности.

Следовательно, глобальное потепление климата, получившее заметный отклик на обширной территории восточной России за последнее столетие, не привело к ее аридизации. Согласно данным межведомственной комиссии РФ по проблемам изменения климата, в последние 40 лет на Европейской части России годовые суммы осадков, в основном, растут, что отражается на развитии природных процессов, в том числе и режима стока рек.

Атмосферные осадки над сушей в глобальном масштабе в XX в. не обнаруживают однонаправленной тенденции: за последние 30-40 лет они увеличиваются во внетропических широтах континентов СП и уменьшаются в субтропических широтах. Межгодовые колебания годовых и сезонных сумм осадков почти на всей территории России в 1891-1993 гг. также не выявляют значимых трендов. Для ЕТР годовые суммы осадков в последние 40 лет в основном растут. Так, рост осадков на территории Волжского бассейна привел к росту стока Волги и поднятию уровня Каспия на 2,5 м по сравнению с 70-ми годами.

12.2. Влияние орографии на пространственное распределение осадков

Внутригодовое распределение осадков оказывает значительное влияние на формирование растительного покрова. С другой стороны, выработанный в течение многолетнего периода годовой ход осадков, взаимодействуя с природой и окружающей средой, способствует формированию и развитию того или иного типа ландшафтов. Именно в результате взаимодействия многообразных форм ландшафтов и режима осадков формируются в Закавказье различные типы их годового хода:

1. Морской тип, с максимумом осадков осенью и минимумом весной.
2. Средиземноморский тип, с максимумом зимой и минимумом летом.
3. Континентальный тип, с максимумом весной или летом и минимумом зимой.
4. Переходный тип, с максимумом зимой или минимумом летом или зимой.

Исследованные параметры сезонности осадков вполне надежны и отражают внутригодовые распределения этого элемента. Следовательно, переход от одной ландшафтной зоны к другой должен отражаться как на степени сезонности, так и на периоде сезонной концентрации осадков.

Годовое количество осадков и их географическое распределение по территории Абхазии зависит от близости Черного моря, направления господствующих воздушных масс и разнообразия рельефа. Воздушные массы, приходящие со стороны моря, являются наиболее влажными и в зависимости от условий рельефа дают осадки. Наоборот, воздух, спускающийся с горных хребтов, обычно сухой не способствует выпадению осадков.

На Абхазском побережье Черного моря выпадает количество осадков – в среднем 1400 мм. Количество осадков на побережье увеличивается с севера на юг [77,78]. Такое

положение объясняется, во-первых, направлением морских ветров, которые в северной части побережья дуют вдоль побережья, и, во-вторых, наличием фёновых ветров дующих со стороны близлежащих горных хребтов.

Южная Абхазия, в отличие от северной, более открыта для морских ветров, дующих с запада и юго-запада. Наряду с этими факторами важное значение имеет отдаленность территорий от Черного моря.

Для иллюстрации приведем несколько примеров: Багмаран расположен в 8 км от берега на высоте 220 м над уровнем моря получает за год 1260 мм осадков, Сухум – (37 м н.ур. моря) получает 1390 мм осадков, Цебельда (426 м н. ур. моря) – 1788 мм. Еще выше в верховьях рр. Амткел, Кодор и др. количество осадков достигает более 2000 мм за год.

Большее количество осадков получают склоны, ориентированные к морю, а, следовательно, к господствующим воздушным течениям. Например, на Гагрском хребте (почти у самого моря) на высоте 1600 м годовое количество осадков составляет 1739 мм, в то время как в Акармаре (28 км от моря) на высоте 418 м количество осадков доходит до 2108 мм.

Своеобразно распределяются осадки по сезонам года. В этом отношении имеется большое различие между северной и южной частями побережья и между низменной и высокогорной зонами.

В северной части побережья (Гагрский район) максимум осадков приходится на зиму – 342 мм, что составляет 26,7% годовых; почти такое же количество выпадает осенью. Летние осадки составляют около 20% годовых.

С повышением высоты местности над уровнем моря распределение осадков по сезонам почти такое же, как в нижней зоне, но со значительным повышением летних осадков. С высотой меняется не только количество и сезонное распределение, но и характер осадков. В нижней зоне осадки в основном выпадают в виде дождя.

Самое большое количество дней с осадками приходится на весну (43 дня) и зиму (41 день), причем число дней со снегом незначительное. В горных районах значительное количество осадков выпадает в виде снега.

Вторгающиеся с запада воздушные массы, преимущественно влажные и неустойчивые над акваторией Черного моря, еще больше увлажняются, и в холодную половину года вследствие относительно высокой температуры поверхности моря их неустойчивость усиливается, орографическое обострение фронтальных процессов дает обильные осадки на наветренных склонах хребтов и предгорий, а так же прилегающих к ним низинных частях. Над Черным морем располагается центр низкого давления и возникающий барический градиент обуславливает продвижение воздушных масс по Закавказью.

Процессы, связанные с возмущениями на полярном фронте, проходящие южнее Закавказья, могут рассматриваться как частные случаи основных типов синоптических процессов, поскольку они образуются при завершении адвекции холодного воздуха в Закавказье вследствие нахождения в прилегающих южных районах воздушных масс, различных по происхождению и термодинамическим свойствам.

На Абхазском побережье Черного моря замечается некоторый рост количества осадков, связанный с близостью горных массивов, но оно все же почти вдвое меньше, чем на Аджарском побережье, что обуславливается следующим:

1. В юго-восточной части Черного моря располагается циклонический очаг.

2. Северо-западные влагонесущие воздушные потоки параллельны Абхазскому побережью или же составляют с ним острый угол, тогда как Аджарское побережье встречает эти потоки почти под прямым углом.

3. При циклонической деятельности на Черном море, когда центр циклона проходит через Закавказье, над Аб-

хазским побережьем располагается северо-западная периферия циклона, и ветер имеет здесь направление с юго-востока на северо-запад, т.е. параллельно берегу, что не способствует выпадению обильных осадков.

4. В Абхазии, не только в прибрежной, но и в предгорной части и на склонах гор, наблюдается большая повторяемость северо-восточных и северных ветров, носящих обычно фёновый характер.

Ведущую роль в осадкообразующих процессах играет адвекция влажного воздуха с запада и юго-запада, связанная с прохождением фронтальных разделов и циклонических центров через Закавказье, а в перераспределении принесенной влаги – смежная орографическая структура. Эти факторы создают зоны максимального увлажнения на западных склонах, обращенных навстречу влажному воздуху, и дождевых теней и инверсий осадков на наветренной стороне и в котловинах.

В распределении осадков играют роль не только высокие хребты, но и отдельные возвышенности и гряды гор, создающие небольшие пятна на сложной картине распределения количества осадков. Одной из характеристик изменчивости осадков является максимальный разброс годовых сумм осадков за период наблюдений, т.е. разность между наблюденными наибольшими и наименьшими его значениями.

На Черноморском побережье коэффициент вариации осадков изменяется в пределах 0,14 – 0,19. Он уменьшается в центральной, более открытой части района.

Роль различного вида осадков неодинакова в формировании климата и водного режима территории. Для практических целей очень важен удельный вес твердых осадков. На побережье Черного моря доля твердых осадков составляет 2-10%.

Территориальное распределение осадков за холодный и теплый периоды в Абхазии повторяют основные особенности распределения годовых сумм осадков, поскольку

определяющими факторами в осадкообразовательных процессах, как холодного, так и теплого периодов являются адвективные процессы с запада. Вертикальные градиенты осадков в теплое время года больше, чем в холодное.

Зима. Основной особенностью зимнего сезона является активизация средиземноморских циклонов, окклюдирование которых происходит преимущественно над Черным морем.

С этими процессами связана пасмурная погода с обильными осадками и усиление ветров западных румбов. Немаловажную роль играет также вхождение полярных антициклонов, с которыми связано распространение холодных воздушных масс с запада и выпадение частых и обильных осадков.

Весна. В весенний период поле осадков характеризуется наибольшей однородностью. Весной суммы осадков больше на склонах Абхазских гор, чем в Аджарии. При процессах, связанных с волновыми возмущениями в весенне-летний период, наибольшее количество осадков выпадает в северо-западных районах Абхазии, что связано с сезонными перемещениями полярного фронта.

Лето. Большая повторяемость холодных фронтов и усиление неустойчивости воздушных масс летом создают условия для обильного орошения в этот сезон. Частое вхождение холодных масс усиливает процессы волновых возмущений полярного фронта. Антициклоническое состояние, которое устанавливается после вторжения холодных масс, обуславливает сухую солнечную засушливую погоду.

Осень. Осенью холодные вторжения в Абхазию учащаются. Тем не менее, неустойчивое состояние воздушных масс сохраняется, что способствует выпадению значительных обложных осадков с ливневой составляющей.

12.3. Межгодовые и сезонные изменения осадков

Поскольку многолетние колебания атмосферных осадков в некоторых частях земного шара довольно велики и сказываются на изменении границ природных зон (это распространение рыб, птиц и наземных млекопитающих, колебание ледников, уровней озер и границы устойчивого земледелия) – изучение колебаний осадков имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Изучение метеорологического режима за прошедшие годы показало, что в рядах метеорологических величин, кроме суточного и годового хода, нет, по существу, строгой периодичности. Однако кроме чисто случайных бесвязных колебаний, в рядах могут наблюдаться и колебания, в известной степени, закономерные [4,49]. При этом колебания, например, солнечной активности сами меняют свою длительность во времени. Правда, эти изменения невелики, и автокорреляционная функция чисел Вольфа мало отличается от подобных функций для периодических колебаний [49].

Другие авторы [19-22] вообще отказались от концепции квазипериодичности и связывают изменения климата в основном с колебаниями прозрачности атмосферы, вызываемыми вулканическими извержениями, как случайным фактором.

Исходя из практики применения понятия о цикличности в прошлом, цикличностью следует называть колебания связанных величин различной степени регулярности при условии существования математических ожиданий параметров этих колебаний.

В качестве исходного материала для исследования временной изменчивости атмосферных осадков были использованы данные по количеству среднемесячных осадков за период с 1904 по 2016 годы по метеостанции "Сухумский маяк" (Рис.12.1).

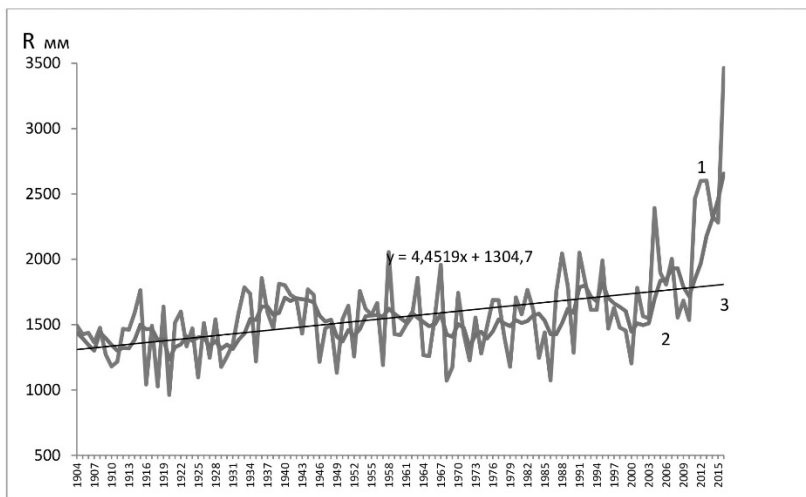


Рис. 12.1. Годовые суммы осадков по метеостанции г. Сухум (1 – ежегодные значения, 2 – скользящие пятилетние, 3 – тренд)

По остальным метеостанциям была исследована структура рядов осадков за период наблюдений с 1951г. (рис 12.2).

Ввиду существенного значения осадков в период вегетации сельхозкультур, рассматривались также сезонные и средние годовые суммы осадков (Приложения, табл. 2.1-2.8).

Чтобы не исказить ряд осадков за весь год, целесообразно рассматривать сезонные осадки – теплого и холодного периодов отдельно. Указанные различия при использовании годовых сумм осадков могут сглаживать четкие ритмы и уменьшать разрешающую способность методов анализа.

Формально можно сказать, что на вековой ход налагается сильный годовой, переменный по времени. По существу такое явление может быть следствием многофакторности

связей при условии, что каждый из факторов изменяется во времени по-своему.

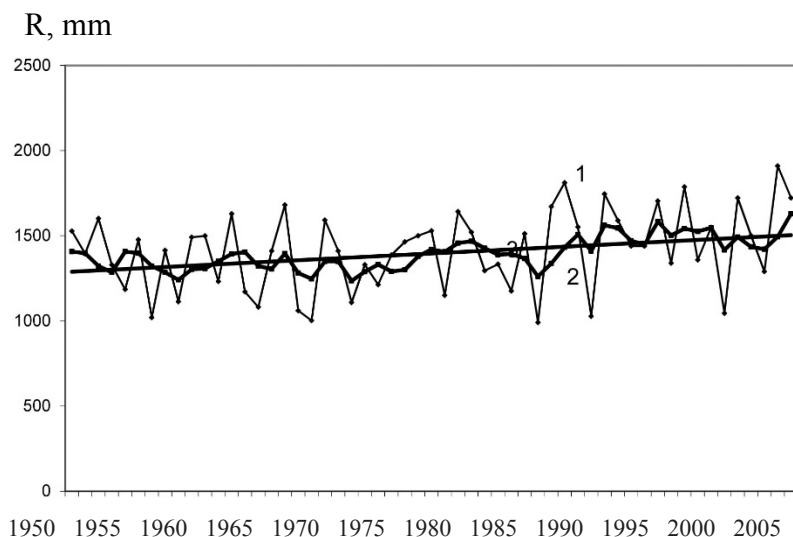


Рис. 12.2. Годовые суммы осадков по метеостанции г. Гагра (1 – ежегодные значения, 2 – скользящие пятилетние, 3 – тренд)

Для осадков такое объяснение возможно найти в том, что их вековой ход зимой связан более четко с интенсивностью зональных градиентов температуры.

Условное деление на теплый и холодный периоды соответственно с апреля по октябрь и с ноября по март неплохо увязывается и с особенностями циркуляции.

Помимо преимуществ, связанных с раздельным исследованием теплого и холодного периодов, подобный подход создал существенные трудности. При уменьшении интервала осреднения возрастала роль случайных факторов и асимметрия распределения осадков в каждом из периодов. Между тем вся теория автокорреляции и спектральных разложений построена в основном в предположении нор-

мальности распределения хотя бы случайных составляющих рядов.

Осреднение уменьшает изменчивость случайных составляющих пропорционально корню квадратному из периода осреднения, подавляет короткие циклы, мало сказываясь на амплитуде более длительных циклов. Этот прием целесообразно применять при анализе циклов, существенно более длительных, чем период осреднения, но которые могут проявиться на автокорреляционной кривой несколько раз, т.е. для циклов средней длительности. Наиболее оптимальными в нашем случае являются осреднения по пятилеткам. Такое осреднение позволяет более надежно выявлять циклы средней длительности и производить контроль взаимной корреляции сезонных и годовых значений осадков. Распределение же осредненных величин должно приближаться к нормальному. После того как определена длительность и амплитуда циклов колебания, определяется их статистическая надежность по значимости и повторяемости экстремумов автокорреляционных функций.

Практическое использование сведений о цикличности осадков, например для сверхдолгосрочного прогноза, требует оценки устойчивости циклов и их надежности.

Спектры циклов в теплый и холодный периоды оказались одинаковыми, тенденция группировки циклов, близких или совпадающих по среднему периоду, имеет место как между зимой и летом, так и между сезонными и годовыми значениями. Тенденция устойчивого повышения осадков наблюдается во все сезоны года (рис.12.3 и рис. 12.4). но в летнее время это повышение минимальное при значительной пространственно-временной их изменчивости.

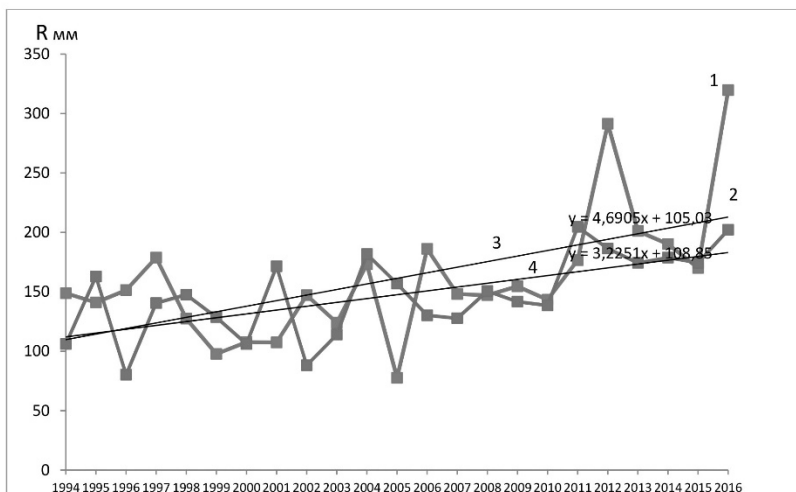


Рис. 12.3. Сезонные суммы осадков с 1994 по 2016 гг. в г. Сухум (1 – весна, 2 – зима, 3,4 – тренды осадков)

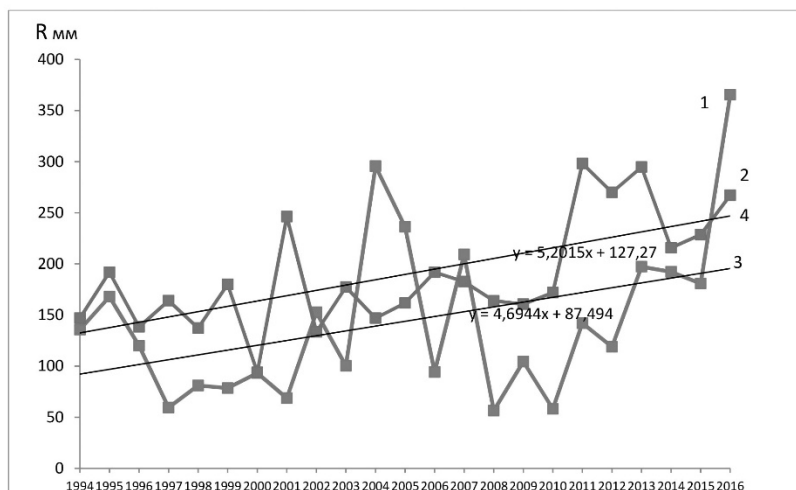


Рис. 12.4. Сезонные суммы осадков с 1994 по 2016 гг. в г. Сухум (1 – лето, 2 – осень, 3,4 – тренды осадков)

Анализ данных показал, что в осадках обнаруживаются циклы самой различной длительности, от 2 до 30 лет и более, хотя некоторые частоты встречаются почти повсеместно, а другие крайне редко.

Реальность циклов проверялась на вековом ходе осадков с разной степенью осреднения (погодичные и скользящие по 5, 10 и 20 лет). Подобные графики давали возможность в большинстве случаев установить распределение фаз циклов во времени и проверить, насколько правильно коррелограммы регистрируют регулярность той или иной цикличности. Анализ подобных графиков позволил отфильтровать некоторые сомнительные результаты.

Полученное семейство циклов 20-24, 10-13, 3-4 лет близки к циклам солнечной активности, связи которых с атмосферной циркуляцией и полями метеорологических величин обнаруживались неоднократно [49].

Цикл длительностью 3-4 года встречается наиболее часто и соответствует частоте появления атмосферных засух на территории Абхазии. Этот цикл почти повсеместно проявляется в осадках, хотя и с малой амплитудой. В связи с тем, что на коррелограмме можно проследить его многократную повторяемость, статистически он надежен, несмотря на то, что амплитуды его проявления невелики и сильно меняются в отдельные периоды времени [125-130].

Тренды годовых и сезонных сумм осадков описываются уравнением:

$$R = a + bt$$

R (мм) – суммарное количество осадков

t (годы) – количество лет с начала наблюдений

a и b – коэффициенты регрессии, принимают соответственно значения:

1) $a = 1420$ мм и $b = 7$ мм/год – для годовых сумм осадков;

2) $a = 785$ мм и $b = 5,5$ мм/год – для весенне-летних сумм осадков;

3) $a = 632$ мм и $b = 1,7$ мм/год – для осенне-зимних сумм осадков.

Таким образом, в соответствии с расчетными значениями коэффициентов регрессии, за 100 лет наблюдений происходит систематическое увеличение суммарных годовых и сезонных осадков на территории Абхазии. Этот прирост средних годовых сумм осадков составляет 10-11%, весенне-летних сумм осадков – 5-6 %, осенне-зимних – 30-35 %. В тоже время парный корреляционный анализ экспериментальных данных показывает высокие значения коэффициента корреляции ($r=0,9$) между весенне-летними и годовыми суммами атмосферных осадков, а также между их сезонными значениями ($r=0,8$). Полученные результаты подтверждают эмпирические выводы сделанные в работе О.А Дроздова [49] о синхронности сезонных сумм осадков для субтропических регионов. Кроме того, для субтропиков характерно более или менее равномерное распределение осадков по сезонам года. Годовое распределение продолжительности осадков обуславливается макросиноптическими процессами, с которыми связано орошение территории адвективной влагой, и основным из которых является прохождение холодных фронтов по территории с запада.

Большой практический интерес для народного хозяйства представляет наибольшая повторяемость значительных осадков, так как выпадение обильных осадков на большой территории в зависимости от мощности создаваемого слоя воды может причинить огромный ущерб сельскому хозяйству, транспорту, гидротехническим сооружениям и т.д.

На Абхазском побережье Черного моря частота обильных осадков составляет 9-11 дней, т.е. вдвое меньше, чем в примыкающей к ней предгорной зоне.

Большой интерес представляет годовой ход числа дней с обильными осадками. В холодный период выпадение обильных осадков связано с атмосферными фронтами или

волнами, а в теплый период, кроме фронтальных осадков, выпадают и внутримассовые.

Прохождение холодных фронтов и оклюдирование средиземноморских циклонов увеличивает частоту обильных осадков на наветренных склонах хребтов Абхазии зимой. В глубоких ущельях рек высокогорной Абхазии максимальная частота обильных осадков наблюдается зимой.

Величины наибольших суточных сумм уменьшаются на подветренных склонах и в котловинах, но резко увеличиваются на наветренных склонах и в сужающихся долинах. В Абхазии наибольшие суточные суммы осадков увеличиваются с северо-запада на юго-восток. Максимальные значения наибольших суточных сумм наблюдаются в центральной части Черноморского побережья. В Абхазии зависимость наибольших суточных сумм осадков от высоты обратная: в высокогорьях меньше, чем в предгорьях, а в предгорьях меньше, чем в прилегающих низинах. Средний суточный максимум наибольших значений достигает в летне-осенний сезоны года, минимум в весенние месяцы.

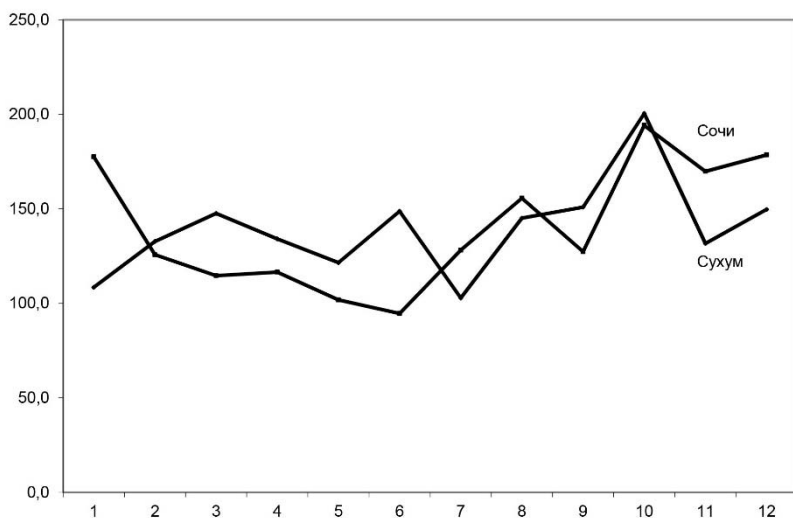
Вопрос об увлажнении почвы приобретает особое значение для биологических процессов, которые в основном протекают в теплое полугодие и в светлую часть суток. Осадки, выпавшие за светлую половину суток, частично испаряются и вновь поступают в атмосферу. Эта потеря происходит за счет высыхания верхнего слоя почвы. В ночную половину суток такие потери сильно ограничены или вовсе исключены. Поэтому ночные осадки наиболее эффективны. Значительная часть осадков в теплую половину года в умеренных широтах выпадает в виде ливней; это снижает их эффективность в увлажнении почвы и усиливает вероятность паводкового стока.

Ливни на территории Абхазии явление частое и повсеместное. По генезису они делятся на фронтальные и конвективные. Первые являются следствием адвективных процессов, вторые имеют местное происхождение. Они кратковременные и охватывают ограниченные площади.

Наибольшую опасность для народного хозяйства представляют ливни фронтального происхождения. Исследованиями установлено, что ливни составляют 30-40% общей суммы выпавших осадков. Продолжительность же ливня в среднем составляет 8-10% от общей продолжительности дождя.

Годовой ход продолжительности осадков, в отличие от годового хода количества осадков, очень разнообразен [7,130]. За последние 20 лет, а именно с 1999 по 2016 гг. в Абхазии в осенне-зимний сезон выпадает относительно больше осадков, чем в весенне-летний. Максимум осадков выпадает осенью, за счет большой продолжительности осадков в сентябре-октябре (рис. 12.5, таб.12.1).

R,мм



*Рис. 12.5. Сезонное распределение осадков.
(г. Сухум, г. Сочи)*

Таблица 12.1

Месячные и годовые суммы осадков (мм) с 1995 по 2016
гг. г. Сухум

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
1995	166	110	176	206	105	198	249	56	160	263	151	145	1990
1996	33,0	98,1	65,5	106	68,2	167	94,7	97,7	184	213	17,8	323	1469
1997	155	79,3	89,2	183	149	30,0	17,9	130	216	223	51,9	301	1610
1998	120	192	146	105	191	138	80,5	23,8	63,9	171	176	69,0	1479
1999	38,7	181	192	88,9	104	35,2	16,6	183	75,8	266	197	72,8	1454
2000	131	111	103	103	112	139	59,7	83,0	104	135	41,8	80,3	1203
2001	38,2	86,1	172	153	187	94,1	57,3	54,6	405	176	156	197	1780
2002	182	126	89,5	101	73,5	152	121	183	115	228	56,2	132	1564
2003	106	142	96	157	89	73	165	63	145	178	209	124	1547
2004	141	258	186	164	193	257	132	497	97,6	105	238	119	2392
2005	79,1	73,6	304	103	62,4	350	136	222	91	244	150	80,2	1898
2006	193,4	204,2	150,3	116,8	123,5	13,8	229,0	39,7	136,6	187,4	251,3	160,7	1806,7
2007	177,8	54,3	147,8	171,1	64,2	261,2	154,4	212	175,6	87,1	285,1	212,3	2002,9
2008	66,1	203,3	172,7	78,6	200,5	90,7	69,7	8,8	183,3	99,2	209,2	171,9	1554,0
2009	162	164,5	198,5	66,4	160,2	112,4	136,4	64,4	179,2	59,3	243,2	137,2	1683,7
2010	216,8	175,5	237,6	106,4	71,4	85,4	21,7	67,5	111,7	307,8	96,1	37,5	1535,4
2011	174,8	230	198,1	162,7	253	200,8	142,8	82,3	387,8	350,9	155,8	125	2464
2012	283,7	311	338,6	169,3	51,3	80,9	108,8	167,1	208,1	382,9	218,8	279,6	2600,1
2013	203,4	252,2	366,8	149,8	6,4	226,7	213	152	565,5	206,4	112,1	147,6	2601,9
2014	299,6	85	254,4	166,7	115,3	130,7	175,1	270,7	212,7	268,6	165,9	185,9	2330,6
2015	223,6	125,9	126,4	335,2	61,6	144,4	21	377	10,4	266,4	408,9	160,4	2281,5
2016	311,9	177,6	131,3	200,2	275,0	73,9	631,6	390,7	418,7	202,9	179,6	469,6	3463,0

12.4. Динамика атмосферных осадков в период глобального потепления

Развитие цивилизации неизбежно сказывается на окружающей среде. К сожалению, анализ этого воздействия, как правило, сводится лишь к рассмотрению проблемы глобального потепления.

В последней четверти XX в. началось резкое потепление глобального климата, которое в бореальных областях характеризуется уменьшением количества морозных зим. Средняя температура приземного слоя воздуха за последние 25 лет возросла на $0,7^{\circ}\text{C}$. В экваториальной зоне она не изменилась, но чем ближе к полюсам, тем потепление заметнее. Температура подледной воды в районе Северного полюса возросла почти на два градуса, вследствие чего началось подтаивание полярных льдов снизу.

Не исключено, что это потепление частично имеет естественный природный характер. Ведь еще А.И. Воейков и В.И. Вернадский подчеркивали, что мы живем в конце последней ледниковой эпохи и только выходим из нее. Однако скорость потепления заставляет признать роль антропогенного фактора в этом явлении.

Глобальные изменения климата проявляются, прежде всего, в частоте и силе аномальных явлений – резких оттепелей и следующих за ними заморозков, наводнений и засух, селей и смерчей. Именно возрастающие колебания климатической системы несут в себе разрушительный потенциал.

Подтверждением катастрофических последствий антропогенного воздействия на окружающую среду и связанного с ним потепления климата могут служить наводнения, отмечаемые несколько лет подряд в Сибири, и паводки летом в Европе и на Кавказе.

Изменения климатообразующих факторов носят региональный характер, на них оказывают влияние широта места, близость морей и океанов, орография и т.д. [4]. Для условий Абхазии все эти факторы имеются в совокупности и оказывают существенное влияние на формирование местного климата и метеорологические элементы очень часто имеют тенденцию противоположную ходу глобальных климатообразующих факторов.

Если глобальный тепловой баланс Земли серьезно зависит от парникового эффекта, накладывающегося на косми-

ческие закономерности поступления энергии Солнца с присущими им изменениями, то региональные особенности климата определяются, прежде всего, колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий [73,74]. Подтверждением этого является то, что температура атмосферного воздуха, по крайней мере, в Абхазии, непосредственно связана с изменением температуры верхнего горизонта вод Черного моря, которая до 1993 года тоже имела тенденцию к понижению. За последнее десятилетие температура морской воды стала повышаться и соответственно стала повышаться температура атмосферного воздуха.

На территории Абхазии с 1993 по 2016 год происходило систематическое увеличение суммарных годовых и сезонных осадков при соответствующем понижении температуры воздуха. Причем прирост средних годовых сумм осадков составил 10 -11%, весенне-летних 5-6% осенне-зимних 30-35% [10,123,125].

С 1994 года при общем увеличении среднегодового количества осадков наблюдаются значительные амплитуды колебаний сумм осадков, коэффициенты вариации составляют величину превышающую 0,6, что свидетельствует о значительной неустойчивости режима осадков.

Годовое количество осадков и их географическое распределение по территории Абхазии зависит от близости Черного моря, направления господствующих воздушных масс и разнообразия рельефа. Воздушные массы, приходящие со стороны моря, являются наиболее влажными и в зависимости от условий рельефа дают осадки. Наоборот, воздух, спускающийся с горных хребтов, обычно сухой и не способствует выпадению осадков.

На Абхазском побережье Черного моря среднегодовое количество осадков возрастает в среднем с 1400 мм (1904г.) до 2464 мм (2011г.). Количество осадков на побережье увеличивается с севера на юг. Такое положение объясняется: во-первых направлением морских ветров, которые в северной части побережья дуют вдоль побережья, и

во-вторых, наличием фёновых ветров дующих со стороны близлежащих горных хребтов.

Анализ годовых сумм осадков осредненных по скользящим пятилеткам прибрежной зоны, по данным метеорологических станций показывает, что в осадках обнаруживаются циклы самой различной длительности, от 2 до 50 лет и более, некоторые частоты встречаются почти повсеместно, а другие крайне редки. Циклы длительностью 3-4 года и 17-лет встречаются наиболее часто и соответствуют частоте появления атмосферных засух на территории Абхазии. Эти циклы почти повсеместно проявляются в осадках. Статистически они надежны, несмотря на то, что амплитуда их проявления невелика и сильно меняется в отдельные периоды времени.

С повышением высоты местности над уровнем моря распределение осадков по сезонам года меняется, значительно повышаются летние осадки. С высотой меняется не только количество и сезонное распределение, но и характер осадков. В прибрежной зоне осадки в основном выпадают в виде дождя.

Своеобразно распределяются осадки по сезонам года. В этом отношении имеется большое различие между северной и южной частями побережья и между низменной и высокогорной зонами.

В северной части побережья (Гагрский район) максимум осадков приходится на зиму – 342 мм, что составляет 26,7% годовых; почти такое же количество выпадает осенью. Летние осадки составляют около 20% годовых.

Самое большое количество дней с осадками приходится на весну (43 дня) и зиму (41 день), причем число дней со снегом незначительное. В горных районах значительное количество осадков выпадает в виде снега.

Изменение температурного режима приземного слоя атмосферного воздуха в Абхазии приводит к увеличению годовых сумм осадков, а также к их существенной трансформации. В табл.12.2. представлены средние, минималь-

ные и максимальные значения месячных сумм осадков. Видно, что средние значения хотя и высокие, но достаточно высок размах месячных сумм осадков летних месяцев.

Таблица 12.2

**Средние и экстримальные значения месячных сумм осадков(мм)
г.Сухум за период 1994-2014 гг.**

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
среднее	138	153	155	129	124	138	112	124	166	201	163	155
минимум	66	54	90	66	62	14	22	9	91	59	56	38
максимум	284	311	339	171	253	350	229	497	388	383	285	212

На рис. 12.6 представлен годовой ход атмосферных осадков за рассматриваемый период. Максимум годовых сумм осадков приходится на 2004г.(2392 мм) и 2011 г.(2464 мм), минимум 2003г.(1547 мм), 2008г.(1554 мм)и 2010 г(1535 мм). Уравнение тренда описывает положительную тенденцию годовых сумм осадков.

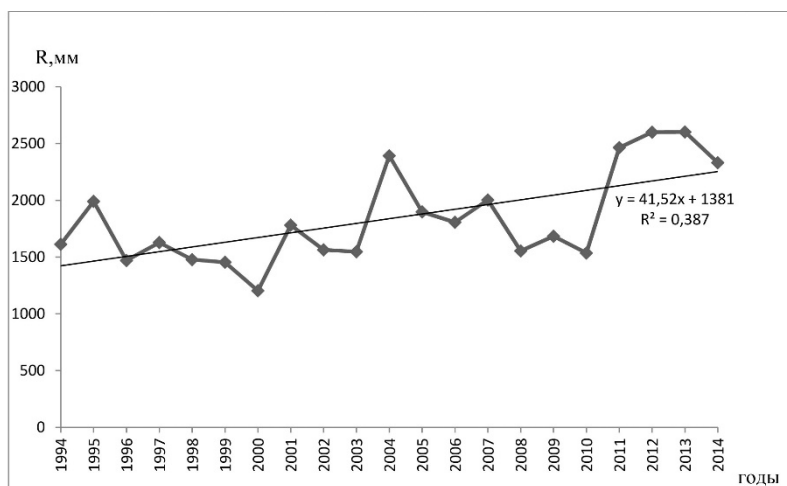


Рис.12.6. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков в г. Сухум

Хотя, за вегетационный период на побережье выпадает почти половина годовых осадков (свыше 47%), они не могут создать благоприятный баланс влаги не только из-за усиленного притока в это время солнечной радиации и увеличения испарения, но и в связи с характером выпадения осадков. Большая часть летних осадков выпадает со значительными перепадами в виде кратковременных ливней, не успевающих в достаточной мере увлажнить почву. Недостаточная обеспеченность влагой на побережье часто наблюдается в июле и августе. На рис.12.7 показана сезонная трансформация распределения осадков за период регионального потепления (1993-2014гг) по сравнению с многолетним распределением (1960-1990гг). Очевидно, существенное увеличение осадков в весенний и осенний периоды, при этом процесс носит необратимый характер.

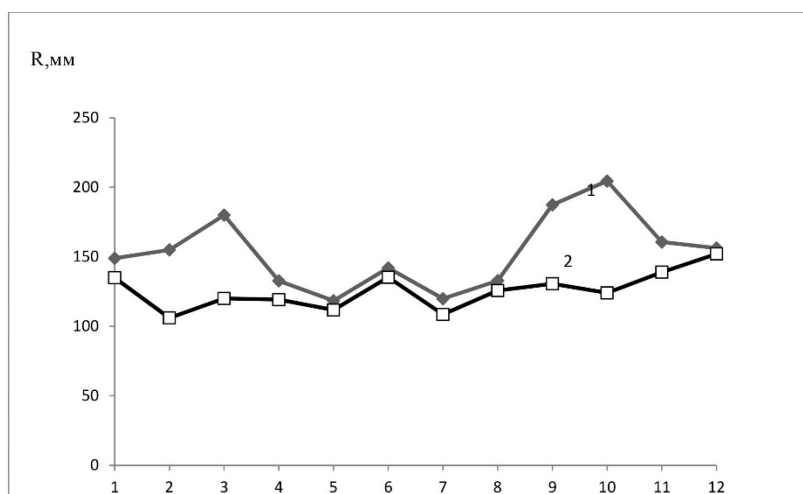


Рис.12.7. Сезонное распределение осадков в г. Сухум: 1- среднемесячные значения за период регионального потепления (1994-2014гг); 2- среднемесячные значения за период климатической нормы (1960-1990гг)

Засуху как метеорологическое явление можно характеризовать через выпадение осадков и температурный режим атмосферы. Как агрометеорологическое явление, ее можно показать через реакцию культурных растений на различный режим влагообеспеченности почвы.

В этой связи прибрежная территория Республики Абхазия (РА) относится к зоне рискованного земледелия, и многие сельскохозяйственные культуры часто страдают из-за засух, недостатка почвенной влаги.

Следует отметить, что за последние десятилетия наблюдается существенный разброс месячных сумм осадков, причем минимальные суммы осадков характерны для летних месяцев, что связано с установлением антициклона. Для более углубленного анализа месячных сумм осадков за летний период нами изучены периоды бездождных дней (табл.12.3).

Таблица 12.3.

Число бездождных дней за летний период с 1994 по 2014 г. г. Сухум

Число дней без осадков	3	4-6	7-9	10-12	13-15	16-18	19-21	22-24	25-27
%	16	56	14	5	1	4	2	1	1

За рассматриваемый период в процентном соотношении доминируют число дней: 3, 6, и 9. Более длительные бездождные периоды (24, 27 дней) приходятся на конец июля и начало августа.

Последствия глобальных изменений климата вероятнее всего в той или иной степени затронут Черноморское побережье Абхазии. В случае дальнейшего роста температуры воздуха в летние месяцы следует ожидать, что отдых в этот период станет менее комфортным на побережье из-за сочетания высокой температуры и высокой влажности. Повышение температуры в зимние месяцы приведет к по-

вышению снеговой линии, и, следовательно, создаст значительные проблемы для развития зимнего туризма.

В последнее десятилетие наблюдается синхронное возрастание средних годовых температур и суммарных осадков, при этом в большинстве случаев повышение температуры вызывает увеличение осадков. Средние годовые суммы осадков возросли с 1400 мм в 90-е годы до 1850 мм в последние годы.

Кроме того, произошла значительная трансформация сезонного распределения атмосферных осадков. Весенне-летние суммы осадков существенно не изменились, примерно на 10%, возросли зимние, а осенние осадки возросли на 30% (рис. 12.8).

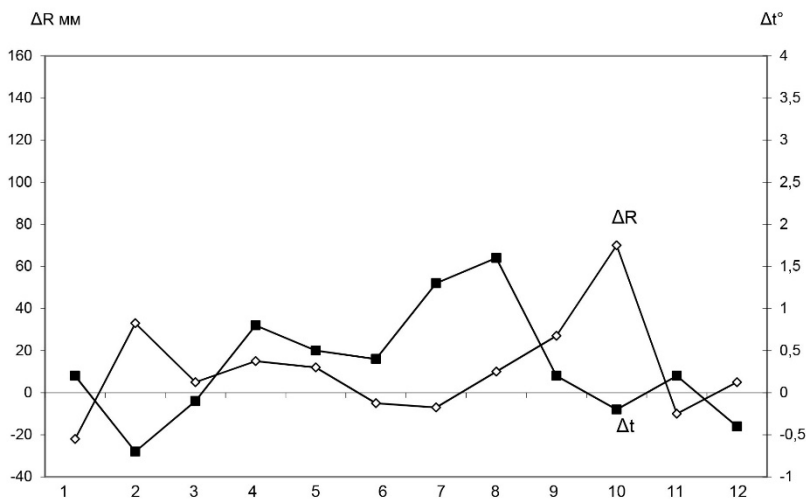


Рис. 12.8. Разность средних значений месячных сумм осадков (ΔR) и среднемесячных температур за период с 1961-1990гг. и 1995-2015гг. (г. Сухум)

Увеличились периоды без осадков в летние месяцы, обуславливающие засуху. В отдельные дни выпадает до 150мм и даже 200мм в сутки. В 2001г. (в сентябре) месячная сумма осадков составила 405,5мм.

Сопоставительный анализ значений ежемесячных сумм осадков и среднемесячной температуры за период регионального потепления с 1994 по 2016 год показывает (табл. 12.2), что тенденция уменьшения количества осадков и возрастание температуры наблюдается в зимний период (рис.12.9). При этом колебания среднемесячной температуры происходят в противофазе, т.е. в годы с повышенной температурой осадки наименьшие и наоборот.

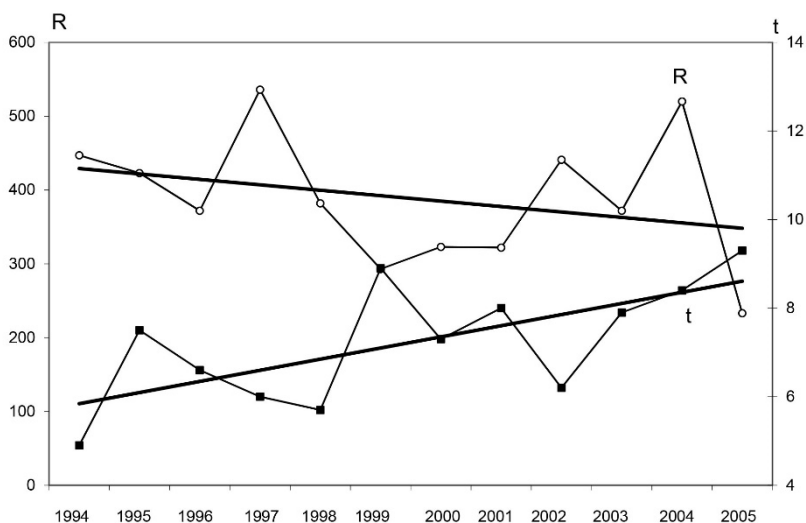


Рис.12.9. Зимние сезонные суммы осадков и средние сезонные температуры в период с 1994 по 2005 гг., г. Сухум

В остальные сезоны года, за последние два десятилетия сумма сезонных осадков возрастает. Исключение составляют отдельные годы, когда количество летних осадков вдвое меньше многолетней климатической нормы. Весенние осадки практически не изменяются, при этом наблюдается синхронность хода температуры и осадков.

Трансформация режима атмосферных осадков в период регионального потепления, на побережье Абхазии, в сторону увеличения осенних осадков и соответствующего

возрастания зимних температур приводит к значительной вероятности возникновения сильных паводков на реках Абхазии осенью (рис.12.10 см. приложения) и повышению вероятности появления атмосферной засухи в летний период. Кроме того, участвовавшие случаи выпадения интенсивных ливневых осадков, сопровождающихся шквалистыми порывами ветра, причиняют существенный ущерб срывая крыши с домов, вырывая с корнем огромные эвкалипты и обрывая линии электропередач (рис.12.11 см. приложения)

Г л а в а 13. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

13.1. Значение атмосферного массопереноса водорастворимых форм химических элементов

Поступившие в атмосферу химические соединения подвергаются глубокому преобразованию. Находясь в тропосфере и являясь ядрами конденсации, почвенные частицы испытывают неоднократное воздействие конденсирующейся воды и растворенных в ней хлор- и сульфат-ионов. При этом значительная часть рассеянных элементов переходит в состояние, способное к растворению.

Каждый литр атмосферной воды при падении капель средней величины, проходя расстояние 1 км, омывает около 300 м³ воздуха, а при очень мелких каплях – значительно больший объем. При этом часть элементов, находящихся в аэрозолях, растворяется. Соотношение растворимых и нерастворимых форм рассеянных элементов в тропосфере очень изменчиво и, вероятно, зависит от многих факторов. Изучение этого соотношения привело исследователей к заключению о том, что в атмосферных осадках над континентами примерно 50% всей массы микроэлементов находится в водорастворимом состоянии, а 50% – в нерастворимых формах. Эти выводы подтверждают наблюдения за выпадением рассеянных элементов из атмосферы на поверхность суши. Не менее 50% металлов поступает с атмосферными осадками в водорастворимой форме. Поведение каждого элемента индивидуализировано: медь преимущественно поступает в водорастворимой форме (80% от всей массы), а для свинца более типичны нерастворимые формы (60% и более) [51,123,125].

Представление о массообмене химических элементов между атмосферой, сушей и океаном можно получить путем установления баланса масс растворимых веществ, мигрирующих с атмосферными осадками и речными водами.

Воздушные массы переносят значительные количества не только воды, но и растворимых веществ. Среднюю минерализацию атмосферных осадков над океаном разные авторы определяют равной 10-20 мг/л. Приняв наиболее низкое значение минерализации (10 мг/л), можно предположить, что с поверхности океана в атмосферу переходит не менее $4,610^9$ т солей. Средняя минерализация атмосферных осадков над сушей равна 25 мг/л. Следовательно, с поверхности суши в атмосферу поступает и затем выпадает с атмосферными осадками $1,7310^6$ т солей. Помимо указанных масс известно, что некоторое количество солей выпадает из атмосферы в виде так называемых сухих осадений, что приблизительно составляет 20% от массы солей, растворенных в атмосферных осадках. С учетом сухих осадений с поверхности Мировой суши ежегодно поступает в атмосферу $(1,73 \pm 0,35)10^9$ т солей, а с поверхности океана – $(4,6 \pm 0,92)10^9$ т. Масса солей, принимающих участие в круговороте воды в бессточных областях суши, равна (с учетом 20% сухих осадений) $0,2310^9$ т [13,15,24].

Количество солей, переносимых с Мирового океана на сушу, учитывая сухие осадения, составляет не менее $0,5310^9$ т/год. Воздушный перенос морских солей распространяется преимущественно на дренируемую реками часть суши и частично компенсирует вынос речными водами растворимых соединений с этой территории. Вынос минеральных солей речным стоком со всей суши (за исключением ледников Антарктиды и Гренландии), исходя из средней минерализации речных вод по Д. А. Ливингстону [16] составляет $4,910^9$ т. Следовательно, примерно 10% солей, выносимых с суши в океан с речным стоком, ежегодно возвращается обратно из океана на сушу через атмосферу. Глобальный кругооборот воды сопровождается циклическим движением крупных масс солей и химических элементов, выделенных в атмосферу биогеохимическими процессами. Возвратная миграция крупных масс водорастворимых соединений не означает, что хими-

ческие элементы, вынесенные в форме ионного стока в океан, возвращаются на сушу в тех же соотношениях. Состав речных вод глубоко трансформируется при поступлении в океан. По этой причине в океанических водах соотношение элементов иное, чем в растворимой части речных вод. Кроме того, при образовании океанических аэрозолей и переходе химических элементов из океана в атмосферу имеет место их фракционирование. Химический состав солей атмосферных осадков и солей морской воды также неодинаков. В табл.13.1 представлен атмосферный перенос на сушу масс главных ионов, растворенных в воде Мирового океана.

Таблица 13. 1

Атмосферный перенос на сушу масс главных ионов, растворенных в воде Мирового океана [85]

Ион	Поступление ионов на сушу, 10^6 т/год	Доля ионов океанического происхождения от массы континентального стока, %	
	с океаническими атмосферными осадками	с учетом 20%-го сухого осаждения	без учета 20%
Na^+	107,0	128,4	54,6
K^+	7,1	8,5	6,1
Mg^{2+}	20,9	25,1	14,1
Ca^{2+}	22,0	26,4	3,6
Cl^-	200,0	240,0	70,8
SO_4^{2-}	74,2	89,0	14,1
HCO_3^-	8,8	10,6	0,3

Не все элементы водного баланса хорошо изучены, поэтому в расчетах исследователей неизбежны некоторые отклонения. Однако порядки величин хорошо согласуются. Из данных таблицы следует, что значительная часть масс хлора и натрия, присутствующих в речном стоке, поступила с атмосферными осадками океанического проис-

хождения. Совершенно иначе ведет себя кальций. Огромные массы этого элемента выносятся с речным стоком и прочно удерживаются в Мировом океане. Промежуточное положение занимают сульфатная сера, магний и калий. Их большая часть удерживается в океане, но 10–20% от масс, выносимых с речным стоком, вновь вовлекается в циклическую атмосферную миграцию между Океаном и континентами.

Более сложное распределение масс водорастворимых форм тяжелых металлов и других рассеянных элементов. Данные о концентрации химических элементов в дождевой воде над континентами свидетельствует о большом разбросе значений (табл.13.2). Поэтому расчеты и выводы разных авторов сильно расходятся.

Таблица 13. 2

Диапазоны измеренных концентраций рассеянных металлов в дождевых осадках над континентами [85]

Химический элемент	Диапазон концентраций, мкг/л	Химический элемент	Диапазон концентраций, мкг/л
Fe	16,0-4020,0	Cd	0,05-17,7
Ti	3,0-220,0	V	3,7-9,0
Zn	10,0-260,0	Mn	1,7-7,7
Br	0,8-460,0	Ni	1,0-7,2
Cr	0,5-82,0	Co	0,04-7,2
Pb	0,3-53,0	Hg	0,01-1,3
As	0,2-31,0	Se	0,2-0,9
Sb	0,3-4,6		

Циклические процессы массообмена между поверхностью суши и тропосферой, – с одной стороны, и поверхностью океана и тропосферой – с другой, связаны между собой. Суммарный захват дисперсных почвенных частиц с поверхности Мировой суши и поступление их в атмосферу составляет около $5,2 \cdot 10^9$ т/год. Из этого количества примерно $3,5 \cdot 10^9$ т возвращаются на поверхность суши, а $(1,7-1,8) \cdot 10^9$ т поступают в пределы акватории. В циркумконтин-

континентальной зоне по периферии суши, примерно соответствующей зоне шельфа, среднее осаждение пыли равно 15 г/м^2 в год. В открытой части океанов и над сушей, покрытой ледниками, среднее осаждение значительно меньше – 3 г/м^2 в год. Соответственно в циркумконтинентальной зоне, занимающей около 10% от общей акватории Земли, выпадает $(0,5-0,6)10^9$ т/год пыли, на поверхности открытой части океана и площади материковых ледников – около $(1,1-1,2)10^9$ т/год [5]. Одновременно с переносом пыли с суши выносятся десятки и сотни тысяч тонн цинка, свинца, меди и других тяжелых металлов.

С океана на сушу через тропосферу перемещается встречный поток тяжелых металлов. Метилизация и другие биогеохимические процессы, способствующие образованию летучих соединений металлов в гидроморфных ландшафтах суши, также широко распространены в поверхностном слое океана. Расчет баланса металлов в глобальной системе атмосфера – поверхность океана – донные осадки показал, что в донные осадки удаляется лишь часть тяжелых металлов, поступающих на поверхность океана с атмосферными осадками. Так как содержание металлов в воде океана не возрастает, можно заключить, что значительная часть поступающих из атмосферы металлов вновь возвращается в тропосферу. Механизм этого массообмена во многом еще не ясен, но несомненно важную роль в нем играют биологические процессы образования летучих органических соединений металлов, в первую очередь – метилизация. Можно предположить, что в течение года из океана в атмосферу поступают сотни тысяч тонн цинка, свинца, меди и других химических элементов, которые вновь возвращаются в океан с жидкими и твердыми атмосферными осадками.

Различия в составе аэрозолей и паров в воздушных массах континентального и океанического происхождения отчетливо проявляются на контакте суши и океана. Влияние суши наиболее заметно сказывается в поступлении в океан

высокодисперсного минерального вещества. В прибрежной зоне океана не только в 5 раз больше масса выпадающих частиц аэрозолей, чем в пелагической (открытой) части, но и более высокая концентрация железа, алюминия, марганца, галлия и других терригенных рассеянных элементов (табл.13.3).

Таблица 13. 3

Поступление из атмосферы железа, марганца и галлия на поверхность океана на протяжении года [13]

Химический элемент	Поступление, г/м ²	
	Прибрежная зона	Пелагическая зона
Fe	0,7	0,09
Mn	20,0	1,6
Ga	0,9	0,06

Влияние океана проявляется в поступлении водорастворимых форм химических элементов на приморскую полосу суши и особенно на острова. Атмосферные осадки океанического происхождения не только приносят большие массы главных компонентов морских солей (натрия, магния, хлора, сульфатной серы), способствуя повышению содержания этих элементов в окружающей среде приморской зоны. Не менее важно, что в атмосферных осадках морского происхождения тяжелые металлы и близкие им элементы находятся в ином соотношении, чем на суше. Обнаружено, что коэффициент обогащения тяжелых металлов относительно алюминия или железа в атмосферных осадках увеличивается в приморской полосе по сравнению с осадками во внутриконтинентальных районах. Зона геохимического влияния океана не распространяется далее 100-200 км в глубь суши, а чаще ограничивается значительно меньшими расстояниями.

Состав атмосферных частиц определяется источником и типом последующей физической и химической трансформации. Так, в континентальном аэрозоле преобладают пы-

левые частицы с заметным вкладом кремния, алюминия и железа. Растворимым компонентом в составе аэрозолей является в основном сульфат аммония. В морских аэрозолях много солей, в особенности, хлоридов.

В зависимости от размеров меняется и химический состав аэрозолей. В составе мелких частиц обычно присутствуют сульфаты; нитраты; аммоний; органический и элементарный углерод (сажа); вода; ионы водорода; некоторые металлы (Pb, Cd, V, Ni, Cu, Zn, Mn, Fe и т.д.).

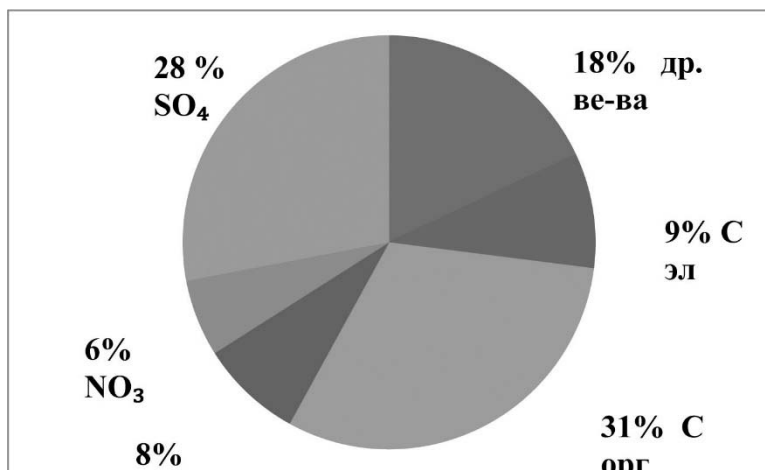
Крупные частицы могут иметь в составе продукты сжигания топлива (в частности, нитраты); пыль, включающую химические элементы земной коры (Si, Al, Ti, Fe) и их оксиды; биогенные органические частицы (пыльца, споры, остатки органики) [51].

На рис.13 (1,2,3) представлены данные по среднему химическому составу аэрозолей для трех типов территорий:

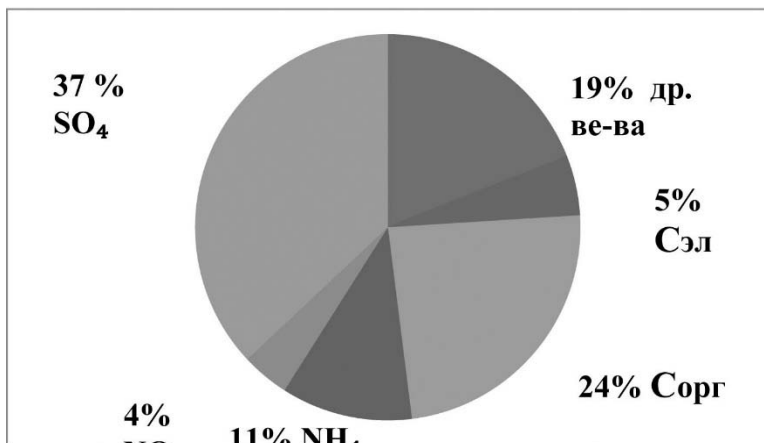
- урбанизированных, подверженных антропогенному влиянию;
- неурбанизированных, но испытывающих антропогенное влияние за счет переноса загрязнения;
- удаленных от антропогенного влияния (фоновых) районах.

Видно, что для всех трех районов среди аэрозолей по концентрации преобладают сульфаты. В удаленных от промышленных центров районах резко уменьшается содержание практически всех антропогенных аэрозолей. Возрастает доля частиц, на рис.13 (1, 2, 3) под общим названием «другие вещества». Под ними подразумевается вода в сильно гигроскопических частицах (например, в частицах серной кислоты) или органические компоненты, а также такие элементы, как Cl^- , Br^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и другие. Интересно отметить, что сульфатные аэрозоли в воздухе над урбанизированной территорией хоть и преобладают (см. рис.13.1, 2), но их процент ниже, чем над неурбанизированными районами. Это можно объяснить тем, что на окисление оксидов серы и

других серосодержащих веществ требуется некоторое время, за которое вместе с воздушным потоком они вполне могут переместиться за город [25].



*Рис.13.1. Урбанизированные территории
(по Сурковой, 2002)*



*Рис.13. 2. Неурбанизированные территории
(по Сурковой, 2002)*

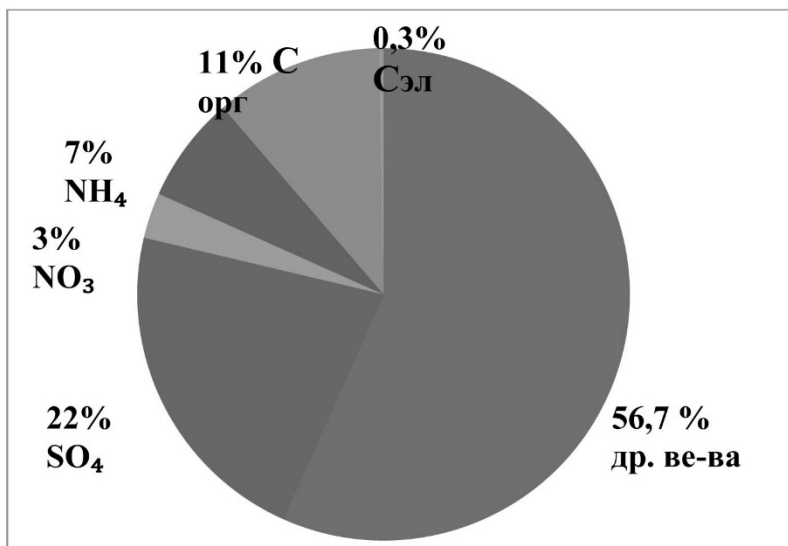


Рис.13.3. Удаленные от загрязняющих источников территории (по Сурковой, 2002)

Среди механизмов выведения аэрозолей из атмосферы выделяют сухое осаждение, влажное осаждение и влажное выведение. От условий выведения, также, как и от свойств самих аэрозолей, зависит время пребывания аэрозолей в атмосфере. В среднем, частицы диаметром менее 1 мкм могут находиться в атмосфере от нескольких дней до нескольких недель и переноситься на расстояния от сотен до нескольких тысяч километров. Частицы диаметром более 1 мкм находятся в воздухе от нескольких минут до нескольких дней и, как правило, не переносятся далее, чем на несколько десятков километров от их источника. Интенсивность выведения аэрозолей зависит также и от местных метеорологических условий (влажности и температуры воздуха, скорости ветра, выпадения атмосферных осадков и т.д.).

Сухое осаждение аэрозольных частиц происходит в процессе гравитационного оседания (седиментации) или Броуновской (термической) диффузии [85].

Когда сферическая частица находится в воздухе (в отсутствии турбулентности), она быстро достигает состояния равновесия между силой тяжести и силой сопротивления воздуха. В таком случае предельная скорость сухого осаждения для малых значений числа Рейнольдса ($Re = UL/\nu$, где U , L – характерные масштабы скорости и длины потока, ν – коэффициент кинематической вязкости. При превышении числом Рейнольдса некоторого критического значения $Re_{кр}$ возникает турбулентность.) на основании закона Стокса рассчитывается следующим образом:

$$V_{TS} = \frac{\rho_p d_p^2 g c_c}{18\eta}, \quad Re < 1,0$$

где ρ_p - плотность частицы, d_p - ее диаметр, c_c - фактор прилипания Каннингема, η - вязкость воздуха.

Коэффициент термической диффузии может быть рассчитан так:

$$d = k T B,$$

где k - постоянная Больцмана, T - температура воздуха, B – подвижность частицы, зависящая от плотности воздуха, его вязкости, радиуса частиц и их концентрации. Коэффициент термической диффузии меняется в широких пределах от 10^{-2} до 10^{-8} см²/с для частиц диаметром от 0,001 до 10 мкм, соответственно. Для газов d составляет около 0,1 см²/с. Термическая диффузия же даже малых частиц диаметром 0,1 мкм происходит примерно в 10000 раз медленнее, чем диффузия молекул газа. Следовательно, термическая диффузия не может рассматриваться, как эффективный механизм выведения аэрозолей в атмосфере [22].

Влажное осаждение возможно, когда воздушный поток, содержащий аэрозольные или облачные частицы, натекает на некоторые препятствия. Этот механизм наиболее эффективен в горах и на морском побережье. В этом случае

происходит осаждение частиц на поверхности. Например, в горах (и не только) туманы и облака, окутывающих леса, оседают на растительности. Вместе с ними оседают аэрозольные частицы, находящиеся в капельках.

Вымывание аэрозолей может происходить в облаках (внутриоблачное вымывание) и с осадками (подоблачное вымывание). Время жизни аэрозолей по отношению к процессу влажного выведения τ_{wet} (т.е. того, как скоро аэрозоли будут выведены осадками из атмосферы) зависит от высоты. В табл. 4 видно, что в тропосфере аэрозоли могут быть вымыты осадками в сроки от 0,5 – 2 дней в нижней тропосфере до 2 недель в верхней тропосфере. В стратосфере пребывание аэрозолей может длиться несколько лет.

Таблица 13. 4

Время жизни аэрозолей в атмосфере по отношению к скорости влажного выведения, τ_{wet} (по Сурковой, 2002)

Резервуар	τ_{wet}
Ниже 1,5 км	0,5 – 2 сут.
Нижняя тропосфера	2 – 7 сут.
Верхняя тропосфера	1 – 2 нед.
Нижняя стратосфера	1 – 2 мес.
Верхняя стратосфера	1 – 2 года

Зная годовое количество атмосферных осадков и концентрацию элементов, можно оценить модуль поступления солей на единицу площади. По мнению В.В. Добровольского [46] Ф. Кларк подсчитал, что на поверхность всей суши с атмосферными осадками ежегодно поступает 1,8 млрд. т солей. Близкая величина получена Ф. Кларком: около 1,8 млрд. т солей континентального и 0,44-0,5 млрд. т океанического происхождения, т.е. 2,2-2,3 млрд. т. Это составляет около 15 т/км². Согласно подсчетам М.Е. Берлянда [84], вне городов в разных районах с атмо-

сферными осадками поступает от 5 до 15 т/км² минеральных веществ.

13.2. Особенности формирования химического состава атмосферных осадков на Кавказе

Важным аспектом экологических свойств атмосферных осадков является то, что они могут служить естественным индикатором вещественного состава и мощности локальных антропогенных выбросов от разнообразных объектов инфраструктуры города. Изучение химического состава атмосферных осадков помогает решить проблему количественного измерения суммарных параметров выпадений загрязняющих веществ в конкретном районе.

В соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (ВМО) выделяется фоновое планетарное (С_{ф.п.}) и фоновое региональное (С_{ф.р.}) загрязнение. Фоновое планетарное загрязнение характеризуется весьма малыми концентрациями, обусловленными предельными возможностями рассеяния примесей в условиях общей циркуляции атмосферы. Фоновое региональное загрязнение представляет собой характеристики рассеянных примесей в данном районе до такой степени, что нет возможности разделять отдельные источники.

Концентрации фоновых региональных загрязнений сильно зависят от уровня урбанизации, насыщенности района промышленностью, климатических условий рассеяния. Характерные расстояния распространения от источника выбросов для оксидов серы (SO₂) и оксидов азота (NO) составляют: для урбанизированной зоны 0-50 км, для промышленно-региональной – 50-500 км. Концентрация диоксида серы (SO₂) в сельских районах ниже в несколько раз, а над океаном – в 10-100 раз. Концентрации азота в осадках в промышленных районах обычно не превышают нескольких десятков микрограммов на кубический метр, в сельских районах близки к 1-2 мкг/м³. С точки зрения сани-

тарно-гигиенических требований необходимо, чтобы сумма региональной фоновой концентрации ($C_{ф.р.}$) и максимальный выброс (C_m) не превышала для соответствующего загрязнителя его ПДК:

$$C_m + C_{ф.р.} \leq C_{пдк}$$

Изучению химического состава атмосферных осадков посвящено большое число работ (Бурксер, 1952; Вотинцев, 1954; Матвеев, 1961; Юнге, 1965; Матвеев, 1966; Алекин, 1970; Супаташвили, 1973; Климат и воздействие ..., 1995...). Первые определения некоторых ингредиентов в дождевой и снеговой воде, в частности соединений азота, окислов серы и хлоридов, выполнялись агрономами и агрохимиками применительно к запросам сельского хозяйства (Витынь, 1911; Коссович, 1913). Среди метеорологов интерес к изучению возник в связи с проблемой ядер конденсации. Исследования такого рода впервые были выполнены Х. Келером в горах Норвегии (Петренчук, 1979). В России к этим работам приступили в 30-х годах по инициативе В.Н. Оболенского (Селезнева, 1945).

В отдельных районах бывшего Советского Союза ряд работ по изучению химического состава осадков выполнялся различными авторами. Основные из них – исследования П.В. Денисова и А.Л. Бугаева (1955), проведенные в районе Харькова, К.Б. Жаггара и М.И. Холодовой (1960) – в районе Воронежа, А.Х. Гиренко (1954) – в Ростовской области, В.П. Зверева (1962) – на Черноморском побережье Кавказа, К.К. Вотинцева (1954) – в районе Байкала, П.П. Воронкова (1955) – в степной и лесостепной зонах ЕТС, В.А. Егоровой (1961) – на северо-восточном побережье Черного моря, Г.Д. Супаташвили (1973) – на территории Грузии и др.

Атмосферные осадки отличаются крайней изменчивостью своего состава во времени и пространстве. И, несмотря на неустойчивость, состав осадков в целом характеризует географическое положение местности. Минерализация атмосферных осадков, как правило, ниже минерализации

поверхностных и подземных вод. Средняя минерализация атмосферных осадков на севере России составляет всего 10 мг/л. В средней полосе она увеличивается до 30 мг/л, в южных районах достигает 60 мг/л, а в пустынных и полупустынных районах средняя минерализация еще выше.

Атмосферные осадки существенно отличаются от поверхностных и подземных вод не только минерализацией, но и характером преобладающих ионов и содержанием органического вещества. Из-за низкой минерализации атмосферных вод гидрокарбонаты кальция в них не могут достигать стадии насыщения, а среди анионов хлориды занимают последнее место, хотя в отдельных районах формируются осадки хлоридного класса. Атмосферные осадки обогащены ионами SO_4^{2-} и чаще, чем другие воды, характеризуются соотношением SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- . Большой удельный вес в атмосферных осадках имеют компоненты биогенного происхождения K^+ , NH_4^+ , NO_3^- , концентрация которых иногда достигает 20-25% количества вещества эквивалентов.

Минерализация и ионный состав атмосферных осадков являются в значительной мере зональными (Башкин и др., 2004) атмосферные осадки делят на шесть основных групп с преобладанием следующих ионов: 1) Cl^- и Na^+ ; 2) SO_4^{2-} и Na^+ ; 3) SO_4^{2-} и Ca^{2+} ; 4) SO_4^{2-} , HCO_3^- и Ca^{2+} ; 5) HCO_3^- и Ca^{2+} ; 6) HCO_3^- и Na^+ .

Атмосферные осадки, выпадающие на Кавказе, отличаются большим разнообразием химического состава. В пределах Северного Кавказа атмосферные осадки имеют преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, сульфатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый состав. В некоторых пунктах в отдельные сезоны в осадках преобладали органические вещества или ионы NH_4^+ . Среднегодовая минерализация осадков по району около 35 мг/л, однако в отдельных пунктах она колеблется

от 17 до 100 мг/л. Экстремально высокие концентрации ионов наблюдались зимой в пределах Манычской впадины (80-100 мг/л). Поступление солей с атмосферными осадками в этом регионе 10-25 т / (км²·год) (Кривенцов, Тарасов, 1976) [76].

Атмосферные осадки Черноморского побережья имеют в основном смешанный состав: хлоридно–гидрокарбонатный натриевый или хлоридно-сульфатный кальциево–натриевый. Минерализация в течение года колеблется от 7 до 70 мг/л (средняя 38 мг/л). Зимой минерализация обычно в 1,5 – 2,0 раза выше, чем в теплый период года. Особенностью этого района является большое поступление солей с атмосферными осадками – до 150 т/(км² · год).

В предгорных и высокогорных районах Кавказа атмосферные осадки характеризуются гидрокарбонатным кальциевым или сульфатным кальциевым составом. В промышленно развитых районах в катионном составе наблюдается повышенное содержание иона NH_4^+ . Такой же состав осадков нередко отмечается и в высокогорных районах Эльбруса. Среднегодовая минерализация осадков близка к 14 мг/л (при крайних значениях 7-21 мг/л). В большинстве мест этого региона выпадение не превышает 15 т / (км² · год). Большая часть солей (60 – 70%) поступает на поверхность в теплые периоды года (Кривенцов, Тарасов, 1976).

На территории Закавказья химический состав атмосферных осадков отличается большим разнообразием. Например, в Западной Грузии их состав сульфатный натриево-кальциевый, в Центральном Закавказье – карбонатный кальциевый, в Азербайджане – преимущественно карбонатный натриевый. Минерализация осадков возрастает с запада на восток. Если в районе Кутаиси она в среднем 10 мг/л, в Тбилиси 28 мг/л, то в восточном Азербайджане уже 110 мг/л. В этом же направлении увеличивается количество выпадающих солей: от 4 – 12 до 17 – 18 т / (км² · год) (Кривенцов, Тарасов, 1976).

Для большинства районов Кавказа важным источником поступления минеральных и органических веществ является пыль. В периоды пыльных бурь поступление солей из атмосферы на Кавказе возрастает во много раз.

По данным большинства исследователей, pH атмосферных осадков всегда ниже 7,0, наиболее часто pH находится в пределах 5,0 – 6,0, что вполне объяснимо, поскольку при pH равном 5,6 CO_2 дистиллированной воды находится в равновесии с CO_2 атмосферы. Понижению pH до 5-6 способствует присутствие в атмосфере NO_2 и SO_2 . В отдельных случаях наблюдаются и более низкие значения pH – до 4,6.

В атмосферных осадках в ничтожных количествах присутствуют радиоактивные вещества. Они появляются в атмосфере в результате естественных и искусственных процессов. Радиоактивные вещества поднимаются с пылью с земной поверхности (^{40}K , ^{228}U , ^{232}Th , ^{226}Ra и др.), а также образуются под действием космических лучей (^{10}Be , ^{14}C , ^{32}Si , 3H , ^{22}Na , ^{33}P и др.). Искусственным путем радиоактивные элементы ^{137}Cs , ^{40}Sr , ^{144}Ce , ^{95}Zr , ^{140}Ba попадают в атмосферу в результате испытаний ядерного оружия (период полураспада для трех последних – меньше 1 года). Более крупные радиоактивные продукты, образующиеся при взрывах, выпадают вблизи, а более мелкие – дисперсные – выносятся в верхние слои тропосферы и могут быть перенесены на большие расстояния (Суркова, 2002).

В одном и том же пункте наблюдений в зависимости от силы и направления ветра могут выпадать осадки различных химических типов и минерализации.

Содержание солей в атмосферных осадках находится в прямой зависимости от запыленности атмосферы и в обратной – от суммы выпадающих осадков. Первые порции дождя обогащаются ионами сильнее, чем последующие.

Разброс значений минерализации особенно велик при малых количествах осадков и быстро уменьшается с увеличением их суммы. По данным Х.Юнге (1965), отношение максимальной концентрации к минимальной составляет более 20 при сумме осадков 1 мм, около 10 при сумме 10 мм и около 5 при сумме 20 мм.

Вещества, формирующие химический состав атмосферы и атмосферных выпадений могут иметь естественное и искусственное происхождение. Вещества естественного происхождения поступают в атмосферу в результате вулканической деятельности, выветривания почвы и горных пород, лесных пожаров, отмирания растений, волнения моря, сопровождающегося образованием брызг, сгорания метеоритов. Вещества антропогенного происхождения образуются в процессе сжигания ископаемого углеводородного топлива (уголь, нефть, газ), промышленных и бытовых отходов, при пожарах, ядерных взрывах и др.

Между сушей и океаном существует постоянный солевой обмен. Миграция солей совершается не только водным, но и воздушным путем, поэтому осадки, выпадающие на море, содержат примесь континентальных солей, а осадки на континенте – примесь морских солей.

Формирование химического состава атмосферных осадков происходит в два этапа: при образовании облаков (и туманов) и во время выпадения снега и дождя. Во время образования облаков и туманов при влажности воздуха 100% влага конденсируется на аэрозолях или ядрах конденсации различных размеров, главным образом диаметром 10^{-5} - 10^{-3} см. Аэрозоли, как правило, гигроскопичны. Они представлены мельчайшими кристалликами галита, доломита, частицами дыма, каплями газовых растворов (SO_2 , HCl и др.), органическими веществами. Растворение солевых компонентов аэрозолей дает первоначальный химический состав атмосферных осадков.

Активность аэрозолей в отношении образования капель и ледяных кристаллов зависит от их размеров и химиче-

ского состава, температуры, степени пересыщения пара. Большая часть (80%) ледяных кристаллов образуется при минус 20°C, льдообразующую активность проявляют лишь 30% частиц. Основной механизм образования льда – конденсация (Экба, Кишмария, 2001).

Второй этап формирования химического состава атмосферных осадков начинается с выпадением дождевых капель и снежинок. За время движения вниз они захватывают аэрозоли, что повышает минерализацию капель и снежинок.

Газы и аэрозоли атмосферы под влиянием различных факторов вступают во взаимодействие. Вещества могут взаимодействовать между собой в газовой фазе (гомогенные реакции) или с веществами, растворенными в каплях воды, или на поверхности существующих аэрозолей (гетерогенные реакции), в результате образуются новые газы, продукты, которые, конденсируясь, дают аэрозоли.

Почва и горные породы – важнейший источник обогащения атмосферы аэрозолями. Вынос аэрозолей с поверхности почв осуществляется во время бурь, ураганов, ветров, смерчей. Почвы поставляют от 10^{14} до $5 \cdot 10^{14}$ г/год аэрозолей. Аридные районы – основной источник аэрозолей континентов. Эти аэрозоли представлены кварцем, слюдой, глинистыми минералами, сажей. Типичные представители континентального аэрозоля:

SiO , SiO_2 , Al_2O_3 , $CaCO_3$, MgO , H_2O (лед)

Моря и океаны постоянно поставляют в атмосферу аэрозоли и ионы. Аэрозоли этого генезиса представлены сульфатами натрия и карбонатом кальция.

В зимнее время крупные частицы морского генезиса состоят из

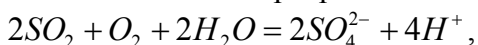
$NaCl \cdot 2H_2O$, $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, $MgSO_4 \cdot 6H_2O$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Хозяйственная деятельность человека — мощный источник аэрозолей. Вклад антропогенных выбросов существенен для всех составляющих общего баланса аэрозоля; для твердого углерода он преобладает над естественным,

для сульфатов и органического вещества составляет примерно 25% естественного. Общее число загрязняющих атмосферу веществ исчисляется несколькими сотнями.

Общая масса промышленных и бытовых выбросов во всем мире составляет 600 Гт в год. За последние 100 лет в атмосферу поступило 1,35 Мт кремния, 1,5 Мт мышьяка, более 1 Мт никеля и столько же кобальта, по 0,6 Мт цинка и сурьмы.

Основные источники газовой-пылевой выбросов — энергоемкие отрасли промышленности, поэтому своеобразен химический состав осадков промышленных районов. Выпадающие здесь дожди характеризуются высоким содержанием сульфатов, образующихся главным образом при сжигании угля и нефти, а также при промышленной переработке серосодержащего сырья. При этом образующийся SO_2 взаимодействует с водяными капельками облаков и выпадающего дождя превращается в кислоты

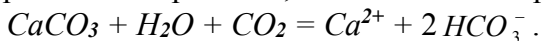


а затем соли кислот, что нередко усиливает токсические свойства капель, ведет к образованию серной кислоты и выпадению кислотных дождей.

В урбанизированной зоне содержание соединений серы и азота в атмосферном воздухе практически полностью обусловлено антропогенной эмиссией. В промышленной зоне антропогенный вклад существенно превышает вклад природных источников, а в геохимически чистой зоне, определяющим становится природный фактор.

Как отмечают Ю. А. Израэль, И. М. Назаров, Ф. Я. Ровинский, А. Г. Рябошапко, Л. М. Филиппова (1983) в геохимически чистых зонах основной вклад в кислотность осадков вносит диоксид углерода (около 80 %), в то время как суммарный вклад серной и азотной кислот составляет около 10 %. В атмосфере регионов с высокой степенью индустриализации 60 % кислотности обусловлено наличием серной кислоты, 30 % — азотной, 5 % — соляной и

лишь около 2 % — растворением диоксида углерода. Пример щелочной реакции, наблюдаемой в природе:



Примерно такое же влияние, как промышленные предприятия оказывают на химический состав атмосферы действующие вулканы (Перельман, Касимов, 1999). Для формирования хлоридных осадков наиболее благоприятные условия создаются в пустынях и полупустынях, где почвы засолены и много соляных озер, а также на морских побережьях.

13.3. Гидрохимический состав атмосферных осадков в Абхазии

Регулярные наблюдения за химическим составом и кислотностью атмосферных осадков на территории Абхазии были организованы в начале 2002 года. Сбор и анализ химического состава атмосферных осадков в следующих пунктах: с. Хуап, центр г. Гудаута, метеоплощадка «Маяк», центр г. Сухум, центр г. Очамчыра, территория асфальтного завода г. Очамчыра.

Мониторинг химического состава атмосферных осадков состоит из двух фаз: отбор проб и лабораторный анализ. Первая фаза – сбор проб осадков (твердых и жидких) в специальное пробоотборное устройство. Количество осадков записывается по показаниям осадкомера Третьякова. Отобранные пробы отправляются в лабораторию. Соблюдение правил отбора, и отправки проб в лабораторию является одним из важнейших факторов обеспечения достоверности информации о составе атмосферных осадков. Вторая фаза начинается, когда проба доставлена в лабораторию. Анализ химического состава атмосферных осадков проводят в лабораториях Абхазского центра экологического мониторинга (АГЦЭМ). В лабораториях определяются 9 главных ионов – макрокомпонентов (сульфаты, хлориды, нитраты, гидрокарбонаты, ионы аммония, натрия, калия,

кальция, магния), а также величины рН, общей минерализации, и радиоактивность осадков. Этот перечень соответствует программе, принятой ВМО. В настоящее время в данных лабораториях, используются единые методы анализа загрязняющих веществ по ГОСТ 23268.3-78, ГОСТ 23268.10-78, ГОСТ 23268.17-78, РД 52.24.514-2002, РД 52.24.55-88, РД 118.02.503-92.

13.3.1. Методика отбора проб атмосферных осадков

На основе подготовленной программы и договора по исследованию химического состава атмосферных осадков в лаборатории АГЦЭМ проводили анализ воды дождевых осадков выпадающих в центральной части г. Сухум, а также в с. Хуап, центр г. Гудаута, метеоплощадке «Маяк», центр г. Очамчыра и территория асфальтного завода г. Очамчыра (рис.13.4 см. приложения).

Число собранных единичных проб, т.е. каждого случая дождя с начала выпадения до его окончания в текущие или смежные сутки представлены в приложениях (см. приложения).

Так как, по мнению многих авторов [9, 15, 18, 20,21] для сбора проб воды дождевых осадков в настоящее время применяются металлические эмалированные или стеклянные сосуды с крышками, то нами осадки отбирались с помощью двух эксикаторов с крышками диаметром по 25 см, на высоте 1, 85 м от поверхности земли.

При сборе проб осадков проводили метеорологические наблюдения: записывали направление и скорость ветра, измеряли температуру воздуха и относительную влажность, отмечали вид осадков и их количество по измерениям осадкомера Третьякова по стандартной методике, принятой на станциях Росгидромета [8]. Также фиксируются направление воздушных масс и особые атмосферные явления.

Анализ воды дождевых осадков проводится в оптимально короткие сроки после отбора проб. Содержание в пробах таких компонентов, как NO_3 , HCO_3 и SO_4 определяется непосредственно после выпадения осадков и отбора проб, так как их концентрация изменяется во времени [97].

13.3.2 Методика химического анализа проб атмосферных осадков

Анализ атмосферных осадков проводится на анализаторе воды АНИОН 7053 – портативный иономер / кондуктометр / кислородомер с запоминанием параметров градуировок 18 ИСЭ 18 каналов/1 вход (мВ/рН (рХ), М, С) + CO_2 + УЭП / Csal + °С (рис.13.5 см. приложения)

Многоканальный анализатор АНИОН 7053 сочетает в себе возможности:

1. 18-ти канального иономера (коммутация через 1 физический вход),
2. кондуктометра для определения солесодержания,
3. кислородомера для определения низких концентраций растворенного кислорода (Сенсор кислорода с повышенной чувствительностью рекомендовано использовать в водах с содержанием растворенного водорода в концентрациях не превышающих 20 мкг/л). Прибор АНИОН проходил поверку в Научном центре системы мониторинга РФ.

Измерения суммарной β -активности атмосферных осадков производился сотрудником лаборатории СФТИ пос. Агудзера на β -радиометре РКБ-4 (рис.13.6 см. приложения).

Объём исследуемой пробы 750 мл.

Поступление минеральных веществ в почву (D) с атмосферными осадками вычисляли по формуле:

$$D \text{ кг/га в год} = C_{\text{ср}} \cdot \sum m_i \cdot 10^{-2},$$

где $C_{\text{ср}}$ – средняя годовая концентрация элемента мг/л;
 $\sum m_i$ – годовое количество осадков, мм [9].

13.4. Общая минерализация атмосферных осадков

Большинство литературных данных [5, 15, 32, 44, 46, 113] по дождевой воде относится к средним значениям за определенный период времени, например за месяц, или год. Причина этого заключается в том, что концентрации в отдельных дождях настолько сильно изменяются со временем и зависят от количества выпавших осадков, что трудно установить их корреляцию с другими метеорологическими параметрами.

Разброс значений особенно велик при малых количествах осадков R и быстро уменьшается с увеличением R . Отношение максимальной концентрации к минимальной составляет величину более 20 для $R = 1$ мм, около 10 для $R = 10$ мм и около 5 для $R = 20$ мм. Это уменьшение отношения почти полностью происходит вследствие уменьшения максимальных концентраций, тогда как минимальные концентрации почти не зависят от R . Большая изменчивость при малых количествах осадков происходит из-за вымывания ниже облака, и особенно из-за испарения дождевых капелек, вследствие чего концентрация может увеличиваться неопределенно. Эти эффекты становятся незначительными при больших количествах осадков, так как при этом основную роль начинает играть вымывание в облаке и так как при более высокой влажности испарение будет меньшим.

Величина минимальной концентрации в отдельных осадках, с другой стороны, лежит в определенных пределах, устанавливаемых самой низкой концентрацией в воздухе и максимальным содержанием воды в жидкой фазе и может быть связана с любым значением R . Например, малое количество выпавшей воды может быть результатом либо слабого отдельного дождя, либо вызвано несколькими последними капельками сильного проходящего ливня.

Результатом этих эффектов является уменьшение средней концентрации примесей в дождевой воде с увеличением количества осадков.

Процесс очищения атмосферы начинается уже с момента образования облачных элементов при конденсации водяного пара на ядрах конденсации и присоединении аэрозольных частиц, главным образом частиц Айткена, к облачным элементам вследствие броуновского движения. Исследования физических процессов образования облаков и осадков показали, что в начальной стадии развития облака рост капель и кристаллов обусловлен в основном конденсационными процессами и активная роль принадлежит частицам радиусом менее 10^{-5} см. Достигнув определенного размера, облачные элементы выпадают из облака, и дальнейшее укрупнение элементов осадков определяется коагуляционными процессами, в основном гравитационной и в меньшей степени турбулентной и броуновской коагуляцией (Шишкин, 1964, Ивлев, Суриков, 1968, Месарош, Месарош, 1970).

Теоретические расчеты, выполненные Р. И. Грабовским а также А. Г. Зиминим [107] показали, что гравитационная коагуляция падающих капель с ядрами конденсации исключена, так как последние обтекают капли вместе с встречным воздушным потоком. Поэтому капли при своем падении от облака до земли захватывают лишь крупные частицы, находящиеся в атмосфере, распределение которых в пространстве неоднородно. Этим можно объяснить отсутствие выраженного убывания концентрации примесей в ряде последовательных проб.

Географическое распределение общей минерализации осадков сходно с распределением преобладающих компонентов континентального происхождения. Вблизи морей намечается небольшое увеличение минерализации осадков за счет повышенного содержания в них хлоридов. Однако континентальные примеси явно преобладают.

В атмосферных осадках преобладают те же ионы, что и в поверхностных водах: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Они поступают в осадки за счет растворения газов воздуха, приноса ветром солей с моря, растворения солей и пыли континентального происхождения, вулканических эксгаляций и других источников. Общее количество растворенных веществ, как правило, не превышает 100 мг/л, часто оно меньше 50 мг/л. Это ультрапресные воды, но местами минерализация осадков повышается до 500 мг/л и более.

В результате физического испарения солей, а также разбрызгивания морской воды при волнении в зоне прибоя и последующего испарения водяных капель морской воздух обогащен элементами морской воды, а ветры, дующие с моря, приносят на сушу морские соли. Большая часть Cl , Li , Na , Rb , Cs , B , I в речных водах имеет, вероятно, морское происхождение. Это так называемые «циклические соли», которые на сушу попадают с атмосферными осадками и затем со стоком снова поступают в океан. По Л. К. Блинову [107], ветры с поверхности Каспийского моря выносят 30 % ионного стока его бассейна. При этом соли переносятся на тысячи километров. По В.Д.Корж и В. С. Саенко [107], в среднем до 15 % солей речного стока привнесены в реки из океана через атмосферу. Не отрицая роли циклических солей в солевом балансе суши, следует признать, что формирование химического состава поверхностных и подземных вод в большинстве ландшафтов происходит преимущественно за счет химических элементов горных пород, поступающих в воды при выветривании, разложении растительных остатков и других процессах, и только для некоторых элементов основным источником служит океан.

Важное геохимическое значение имеет близость моря. Так, по А. А. Колодяжной [108], на Черноморском побережье ежегодно с осадками выпадает 60 т солей на 1 кв. км, большая часть которых имеет морское происхождение. В атмосферных осадках морских побережий содержание Cl^-

может превышать 100 мг/л (во внутриконтинентальных районах 2-3 мг/л). Однако уже на расстоянии нескольких десятков километров от берега содержание морских солей в атмосферных осадках резко снижается до 1-3 мг/л.

В атмосферных осадках внутриконтинентальных районах преобладают не «морские ионы» – Cl^- (не более 2-3 мг/л) и Na^+ , а «континентальные»

- SO_4^{2-} , Ca^{2+} .

Отмечаются следующие закономерности распределения атмосферных осадков. Наиболее часто осадки выпадают над океаном. Над континентами степень минерализации осадков определяется климатическим фактором. Максимальная минерализация осадков характерна для ландшафтов пустынь. Техногенные процессы усиливают минерализацию осадков над крупными промышленными центрами и изменяют свойства атмосферной воды. Однако не всегда по количеству осадков можно определить содержание поступающих к ним солей. Во влажных тропических лесах, где в воздухе пыли мало, атмосферные осадки имеют меньшую минерализацию, осадки таежной зоны – более высокую. Однако суммарное количество солей, поступающих с атмосферными осадками, во влажных тропиках будет выше, чем в тайге, так как количество выпадающих осадков в 2-3 раза больше. Внутри континента по природным зонам выпадение солей зависит от количества выпадающих осадков, влажности воздуха, запыленности атмосферы. В сухих степях и полупустынях бывшего СССР, где выпадает 149 мм осадков в год при низкой относительной влажности воздуха, поступление солей составляет 26,4 т/км². В тайге выпадает больше осадков (450-565 мм в год), но в почву поступает всего лишь 7-10 т/км² солей [46].

В каждой ландшафтной зоне минерализация атмосферных осадков зависит от времен года: зимой, весной и во влажный летний период минерализация осадков ниже, чем в сухой. Передвижение воздушной массы, сформировавшейся над океаном, вглубь континента приводит к посте-

пенному обеднению ее химическими элементами по мере выпадения осадков. С осадками на морских побережьях выпадает 47 мг/л солей, в пределах континента на расстоянии 200 км от побережья количество выпадающих солей снижается до 28 мг/л.

Общая минерализация осадков на территории Абхазии довольно, значительна (средние значения составляют 42,08 мг/л, при экстремальных значениях 84,50 мг/л – в центре Сухума, сентябре 2006 г. и 22,96 мг/л – в с. Хуап, декабре 2006 г.).

С увеличением высоты местности сумма осадков увеличивается, а содержание компонентов в них, наоборот, уменьшается. Уменьшение минерализации с высотой обусловлено, тем, что в верхних слоях атмосферы содержится мало аэрозолей [108].

Сравнительный анализ минерализации осадков на территории Абхазии (рис.13.7) показывает, что наибольшее среднее значение минерализации наблюдаются в Очамчыре (93 мг/л), а наиболее низкое в с. Хуап (28мг/л).

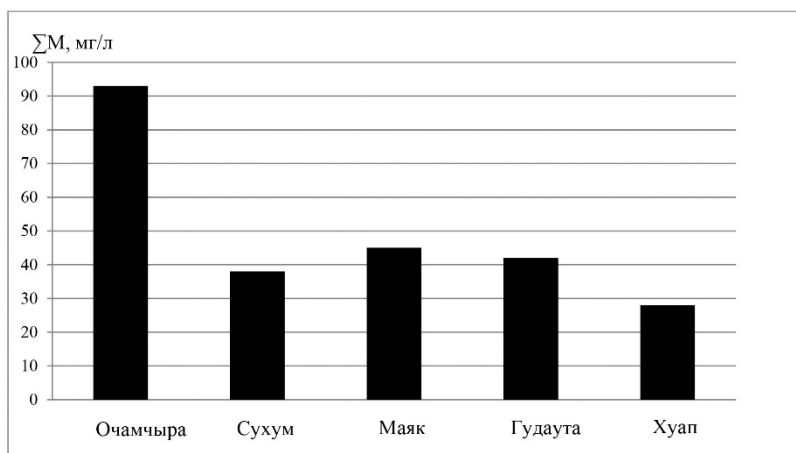


Рис.13.7. Минерализация осадков на территории Абхазии за период 2002- 2014гг.

Наименьшее среднее значение минерализации в с. Хуап в отличие от других прибрежных районов связана с тем, что пункт отбора проб находится на расстоянии 16 км от берега моря и на высоте 372 м (по данным государственного управления по геологии, геодезии и картографии РА).

Ежемесячный анализ проб атмосферных осадков собранных в г. Сухум позволил изучить годовой ход и сезонную изменчивость общей минерализации осадков (рис. 13.8).

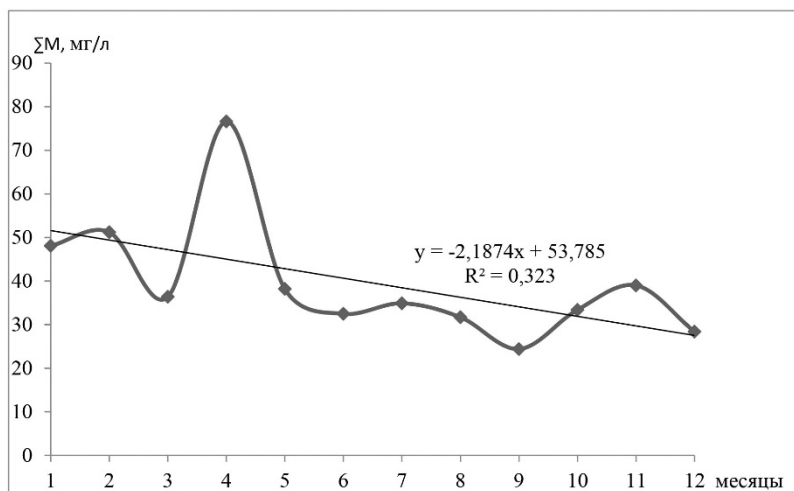


Рис. 13.8. Годовой ход общей минерализации атмосферных осадков г. Сухум за период с 2002 – 2014 гг.

В годовом ходе максимальные значения общей минерализации приходятся на апрель и ноябрь, минимум – сентябрь. Из рисунка также следует, что в весенний и осенний периоды года осадки более минерализованы, чем в летний период. Наверняка это связано с характером выпадения атмосферных осадков. Известно, что в условиях Абхазии в летний период года выпадают осадки в виде ливня, они меньше всего очищают атмосферный воздух [26].

Как было сказано выше, на формирование химического состава осадков оказывает влияние воздушные массы. В связи с направлением воздушных масс минерализация осадков изменяется (табл.13.5). По нашим наблюдениям более высокие значения минерализации наблюдаются при перемещении воздушных масс с юга и юго-запада (49,95 мг/л), более низкие при северо-западном и северном (45,04 мг/л).

Таблица 13.5

Изменение минерализации осадков в г. Сухум в связи с перемещением воздушных масс

Направление воздушных масс	Повторяемость	Общ. минерализация (ΣM), мг/л
С	5	52,17
СЗ	12	37,90
Ю	5	54,76
ЮЗ	4	43,94

Как было показано выше, зная ионный состав атмосферных осадков и их количество можно определить поступление минеральных веществ в почву (D) с атмосферными осадками по формуле:

$$D \text{ кг/га в год} = C_{\text{ср}} \cdot \Sigma m_i \cdot 10^{-2},$$

где $C_{\text{ср}}$ – средняя годовая концентрация элемента мг/л; Σm_i – годовое количество осадков, мм [107]. Полученные в результате вычислений данные представлены в табл. 13.6.

Таблица 13.6

Поступление минеральных веществ в почву (D кг/га в год) с атмосферными осадками в г. Сухум (центр)

Пункт отбора проб	NH_4^+ , мг/л	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$, мг/л	Ca^{2+} , мг/л	Mg^{2+} , мг/л	HCO_3^- , мг/л	SO_4^{2-} , мг/л	Cl^- , мг/л	NO_3^- , мг/л
Сухум (центр)	26,8	222,2	81,0	7,2	387,9	126,9	133,3	162,1

Видно, что доминируют среди минеральных веществ, поступающих в почву гидрокарбонат – ионы, суммарное содержание ионов натрия и калия, и нитрат-ионы. Наименьшие концентрации выявлены для иона – магния. Наверняка это объясняется тем, что в Абхазии достаточно много известняковых пород являющихся источниками карбонатов и гидрокарбонатов, источники нитрат иона – наличие в горных породах натрия, а вот что касается, нитрат – иона, то главным фактором является применение человеком пестицидов и в особенности нитратных удобрений в сельском хозяйстве.

13.5. Динамика водородного показателя в атмосферных осадках в Абхазии

Термином «кислотные дожди» называют все виды метеорологических осадков – дождь, снег, град, туман, дождь со снегом, – pH которых меньше, чем среднее значение pH дождевой воды (средний pH для дождевой воды равняется 5,0) [9, 23, 26]. Выделяющиеся в процессе человеческой деятельности двуокись серы (SO_2) и окислы азота (NO_x) трансформируются в атмосфере земли в кислотообразующие частицы. Эти частицы вступают в реакцию с водой атмосферы, превращая ее в растворы кислот, которые и понижают pH дождевой воды. Впервые термин «кислотный дождь» был введен в 1872 году английским исследователем Ангусом Смитом [23]. Его внимание привлек викторианский смог в Манчестере. И хотя ученые того време-

ни отвергли теорию о существовании кислотных дождей, сегодня уже никто не сомневается, что кислотные дожди являются одной из причин гибели жизни в водоемах, лесах, урожаях, и растительности. Кроме того кислотные дожди разрушают здания и памятники культуры, трубопроводы, приводят в негодность автомобили, понижают плодородие почв и могут приводить к просачиванию токсичных металлов в водоносные слои почвы.

Вода обычного дождя тоже представляет собой слабокислый раствор. Это происходит вследствие того, что природные вещества атмосферы, такие как двуокись углерода (CO_2), вступают в реакцию с дождевой водой. При этом образуется слабая угольная кислота ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$). Тогда как в идеале pH дождевой воды равняется 5.6-5.7, в реальных условиях показатель кислотности (pH) дождевой воды в одной местности может отличаться от показателя кислотности дождевой воды в другой местности. Это, прежде всего, зависит от состава газов, содержащихся в атмосфере той или иной местности, таких как оксид серы и оксиды азота [113].

Кислотный дождь образуется в результате реакции между водой и такими загрязняющими веществами, как оксид серы (SO_2) и различными оксидами азота (NO_x). Эти вещества выбрасываются в атмосферу автомобильным транспортом, в результате деятельности металлургических предприятий и электростанций, а также при сжигании угля и древесины. Вступая в реакцию с водой атмосферы, они превращаются в растворы кислот – серной, сернистой, азотистой и азотной. Затем, вместе со снегом или дождем, они выпадают на землю [15].

На величину pH влияет содержание в осадках различных химических элементов, важнейшими из которых являются сульфат – ионы (SO_4^{2-}), нитрат – ионы (NO_3^- , NH_4^+) способствующие подкислению осадков. Другие ионы (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+}) присущи более щелочной среде. Вме-

сте с тем, такие ионы, как N^+ , K^+ , Cl^- существенным образом не влияют на величину рН раствора [113].

Поступление в атмосферу соединений серы. К наиболее важным соединениям серы, находящимся в атмосфере, относятся двуокись серы, сероуглерод, сероводород и диметилсульфид. Последние четыре соединения вследствие сильного окислительного действия атмосферы легко превращаются в двуокись серы или в серную кислоту (сульфаты). Под влиянием деятельности человека более всего изменяется содержание двуокиси серы.

В сильно загрязненных районах уровень двуокиси серы может в 1000 и даже в десятки тысяч раз превысить естественную границу значений на суше и в океане. Концентрация других соединений серы, обычно образующихся из естественных источников, более или менее одинакова вблизи поверхности земли. Среди соединений серы, находящихся в твердом и жидком состоянии, принимаются в расчет только серная кислота и сульфаты (сульфат и гидросульфат аммония), а также морская соль [11].

Источники соединений серы. Соединения серы, как уже упоминалось, частично попадают в атмосферу естественным путем, а частично антропогенным. Поверхность суши, как и поверхность океанов и морей, играет роль естественного источника. Обычно деятельность человека ограничивается сушей, поэтому мы можем учитывать загрязнение серой только на этой территории.

Существуют три основных источника естественной эмиссии серы:

1. *Процессы разрушения биосферы.* С помощью анаэробных (действующих без участия кислорода) микроорганизмов происходят различные процессы разрушения органических веществ. Благодаря этому содержащаяся в них сера образует газообразные соединения. Вместе с тем определенные анаэробные бактерии извлекают из сульфатов, растворенных в естественных водах, кислород, в результате чего образуются сернистые газообразные соеди-

нения. Из указанных веществ сначала в атмосфере был обнаружен сероводород, а затем с развитием измерительных приборов и способов отбора проб воздуха удалось выделить ряд органических газообразных соединений серы. Наиболее важными источниками этих газов являются болота, зоны приливов и отливов у береговой линии морей, устья рек и некоторые почвы, содержащие большое количество органических веществ.

Поверхность моря также может содержать значительные количества сероводорода. В его возникновении принимают участие морские водоросли. Можно предположить, что выделение серы биологическим путем не превышает 30-40 млн т в год, что составляет около 1/3 всего выделяемого количества серы.

2. *Вулканическая деятельность.* При извержении вулкана в атмосферу наряду с большим количеством двуокиси серы попадают сероводород, сульфаты и элементарная сера. Эти соединения поступают главным образом в нижний слой – тропосферу, а при отдельных, большой силы извержениях наблюдается увеличение концентрации соединений серы и в более высоких слоях – в стратосфере. С извержением вулканов в атмосферу ежегодно в среднем попадает около 2 млн. т. серосодержащих соединений. Для тропосферы это количество незначительно по сравнению с биологическими выделениями, для стратосферы же извержения вулканов являются самым важным источником появления серы.

3. *Антропогенная деятельность.* В результате деятельности человека в атмосферу попадают значительные количества соединений серы, главным образом в виде ее двуокиси. Среди источников этих соединений на первом месте стоит уголь, сжигаемый в зданиях и на электростанциях, который дает 70% антропогенных выбросов. Содержание серы (несколько процентов) в угле достаточно велико (особенно в буром угле). В процессе горения сера превра-

щается в сернистый газ, а часть серы остается в золе в твердом состоянии.

Содержание серы в неочищенной нефти также достаточно велико в зависимости от места происхождения (0, 1-2%). При сгорании нефтяных продуктов сернистого газа образуется значительно меньше, чем при сгорании угля.

Источниками образования двуокиси серы могут быть также отдельные отрасли промышленности, главным образом металлургическая, а также предприятия по производству серной кислоты и переработке нефти. На транспорте загрязнение соединениями серы относительно незначительно, там в первую очередь необходимо считаться с оксидами азота [113].

Поступления в атмосферу соединений азота. В состав атмосферы входит ряд азотсодержащих микровеществ, но в кислотной седиментации участвуют только два из них: окись и двуокись азота, которые в результате протекающих в атмосфере реакций образуют азотистую кислоту.

Окись азота под действием окислителей (например, озона) или различных свободных радикалов преобразуется в двуокись азота:

- (окись азота + радикал пероксида водорода = двуокись азота + радикал гидроксила);
- (окись азота + озон = двуокись азота + молекулярный кислород).

Итак, можно предположить, что окисью азота можно пренебречь вследствие указанных окислительных процессов. Однако это не совсем так, что объясняется двумя причинами. Первая заключается в том, что выброс оксидов азота в значительной степени происходит в форме окиси азота, и требуется время, чтобы полностью превратилась в двуокиси азота. С другой стороны, в непосредственной близости от источников загрязнения количество окиси азота превышает количество двуокиси азота. Это соотношение увеличивается в сторону двуокиси азота по мере при-

ближения к территориям, непосредственно не подверженным загрязнению. Например, в безусловно чистом воздухе над поверхностью океана часть окиси азота составляет всего несколько процентов от двуокиси азота. Соотношение этих газов, впрочем, может меняться вследствие фотодиссоциации двуокиси азота:

(двуокись азота + квант света = окись азота + атом кислорода).

Кислотную среду в атмосфере создает также азотная кислота, образующаяся из оксидов азота. Если находящаяся в воздухе азотная кислота нейтрализуется, то образуется азотнокислая соль, которая обычно присутствует в атмосфере в виде аэрозолей. Это относится также к солям аммония, которые получаются в результате взаимодействий аммиака с какой-либо кислотой [113].

Источники соединений азота. Эти источники могут быть как естественными, так и антропогенными. Рассмотрим наиболее важные естественные источники.

Почвенная эмиссия оксидов азота. В процессе деятельности живущих в почве денитрифицирующих бактерий из нитратов высвобождаются оксиды азота. Согласно современным данным ежегодно во всем мире образуется 8 млн т оксидов азота.

Грозовые разряды. Во время электрических разрядов в атмосфере из-за очень высокой температуры и перехода в плазменное состояние молекулярные азот и кислород в воздухе соединяются в оксиды азота. В состоянии плазмы атомы и молекулы ионизируются и легко вступают в химическую реакцию. Общее количество образовавшихся таким способом оксидов азота составляет 8 млн т в год.

Горение биомассы. Этот источник может быть как естественным, так и искусственным. Наибольшее количество биомассы сгорает в результате выжигания леса (с целью получения производственных площадей) и пожаров в саванне. При горении биомассы в воздух поступает 12 млн т оксидов азота в год.

Прочие источники естественных выбросов оксидов азота менее значительны и с трудом поддаются оценке. К ним относятся: окисление аммиака в атмосфере, разложение находящейся в стратосфере закиси азота, вследствие чего происходит обратное попадание образовавшихся оксидов в тропосферу и, наконец, фотолитические и биологические процессы в океанах. Эти естественные источники совместно вырабатывают в год 2-12 млн т оксидов азота.

Среди *антропогенных* источников образования оксидов азота на первом месте стоит горение ископаемого топлива (уголь, нефть, газ и т. д.). Во время горения в результате возникновения высокой температуры находящиеся в воздухе азот и кислород соединяются. Количество образовавшегося оксида азота NO пропорционально температуре горения. Кроме того, оксиды азота образуются в результате горения имеющихся в топливе азотсодержащих веществ. Сжигая топливо, человек ежегодно выбрасывает в воздух 12 млн т оксидов азота.. Значительным источником оксидов азота также является транспорт.

В целом количества естественных и искусственных выбросов приблизительно одинаковы, однако последние, так же как и выбросы соединений серы, сосредоточены на ограниченных территориях Земли.

Необходимо отметить, что в мире в частности и в Абхазии количество выбросов оксидов азота из года в год растет в отличие от эмиссии двуокиси серы, поэтому соединения азота играют огромную роль в образовании кислотных осадков [26].

Химические превращения соединений серы и азота в атмосфере. Попадающие в воздух загрязняющие вещества в значительной мере подвергаются физическим и химическим воздействиям в атмосфере. Эти процессы идут параллельно их распространению. Очень часто загрязняющие вещества, испытав частичное или полное химическое превращение, выпадают в осадок, изменив, таким образом, свое агрегатное состояние.

Рассмотрим подробнее химические реакции и фазовые изменения, происходящие с атмосферными кислотными микроэлементами (веществами) [107].

Химические превращения соединений серы в атмосфере. Сера (S) входит в состав в не полностью окисленной форме (степень окисления ее равна 4). Если соединения серы находятся в воздухе в течение достаточно длительного времени, то под действием содержащихся в воздухе окислителей они превращаются в серную кислоту или сульфаты.

Рассмотрим в первую очередь наиболее значительное с точки зрения кислотных дождей вещество – двуокись серы. Реакции двуокиси серы могут протекать как в гомогенной, так и в гетерогенной среде.

Одной из гомогенных реакций является взаимодействие молекулы двуокиси серы с фотоном в видимой области спектра, относительно близкой к ультрафиолетовой области.

В результате этого процесса возникают так называемые активированные молекулы, которые располагают избыточной энергией по сравнению с основным состоянием. Звездочка означает активированное состояние. Активированные молекулы двуокиси серы в отличие от «нормальных» молекул могут вступать в химическое взаимодействие с находящимся в воздухе в довольно больших количествах молекулярным кислородом:

- (активированная молекула двуокиси + молекулярный кислород свободный радикал);
- (свободный радикал + молекулярный кислород триоксид серы + озон).

Образовавшийся триоксид серы, взаимодействуя с атмосферной водой, очень быстро превращается в серную кислоту, поэтому при обычных атмосферных условиях триоксид серы не содержится в воздухе в значительных количествах. В гомогенной среде двуокись серы может

вступить во взаимодействие с атомарным кислородом, также с образованием триоксида серы:

(двуокись серы + атомарный кислород триоксид серы).

Эта реакция протекает в тех средах, где имеется относительно высокое содержание двуоксида азота, которая также под действием света выделяет атомарный кислород

В последние годы было установлено, что описанные выше механизмы превращения двуоксида серы в атмосфере не имеют преобладающего значения, так как реакции протекают главным образом при участии свободных радикалов. Свободные радикалы, возникающие при фотохимических процессах, содержат непарный электрон, благодаря чему они обладают повышенной реакционной способностью. Одна из таких реакций протекает следующим образом:

– (двуокись серы + радикал гидроксила свободный радикал);

– (свободный радикал + радикал гидроксила серная кислота).

В результате реакции образуются молекулы серной кислоты, которые в воздухе или на поверхности аэрозольных частиц быстро конденсируются

Превращение двуоксида серы может осуществляться и в гетерогенной среде. Под гетерогенным превращением мы понимаем химическую реакцию, которая происходит не в газовой фазе, а в каплях или на поверхности частиц, находящихся в атмосфере.

Кроме двуоксида серы в атмосфере можно обнаружить значительное количество других природных соединений серы, которые в конечном счете окисляются до серной кислоты. В их превращении важную роль играют образовавшиеся фотохимическим путем свободные радикалы и атомы. Конечные продукты играют определенную роль в антропогенной кислотной седиментации (выпадения кислотных дождей) [107].

Химические превращения соединений азота. Наиболее распространенным соединением азота, входящим в состав выбросов, является окись азота, который при взаимодействии с кислородом воздуха образует двуокись азота. Последний в результате реакции с радикалом гидроксида превращается в азотную кислоту:

(двуокись азота + радикал гидроксила азотная кислота).

Полученная таким образом азотная кислота может долгое время оставаться в газообразном состоянии, так как она плохо конденсируется. Другими словами, азотная кислота обладает большей летучестью, чем серная. Пары азотной кислоты могут быть поглощены капельками облаков, осадков или частицами аэрозоля.

Кислотная седиментация (кислотные дожди). Заключительным этапом в круговороте загрязняющих веществ является седиментация, которая может происходить двумя путями. Первый путь – вымывание осадков или влажная седиментация. Второй путь выпадение осадков или сухая седиментация. Совокупность этих процессов является кислотной седиментацией.

Первые измерения рН осадков в Абхазии проводились в 1959г. [106]. Наблюдения проводились в следующих пунктах: Ауадхара, Гагра, Сухум Келасур и Гал.

Сравнительный анализ наблюдений за показателем рН на территории Абхазии по данным Г. Д. Супаташвили [106] показывает, что средние значения рН изменяются от 5,20 (Ауадхара, 1600 м над ур. м.) до 6,5 (Гагра, 7 м. над ур. м.) (табл. 13.8).

Таблица 13.8.

Среднее значение кислотности (рН) атмосферных осадков в Сухуме, Гали, Гагре, Келасуре, Ауадхаре (по Супаташвили, 1968)

Пункт	Число проб	рН
Ауадхара	3	5,2
Гагра	5	6,5
Сухум	35	5,3
Келасур	6	5,6
Галл	24	6,0

Наименьшее значение кислотности рН в атмосферных осадках отобранных на Ауадхаре относительно других пунктов наверняка связано с уменьшением щелочных ионов, так как с увеличением высоты местности и увеличением расстояния от берега моря концентрация примесей уменьшается. Из табл.13.8 следует, что атмосферные осадки Абхазии принадлежат к слабокислотному типу.

Далее мониторинг за кислотностью осадков, также как и за ионным составом, как было сказано выше, был продолжен нами совместно с Абхазским государственным экологическим центром мониторинга в 2002 г. За время наблюдений на территории Абхазии значение рН осадков менялось значительно: от минимального рН – 4,45 (дождь в марте 2007 г. в центре Сухума) до максимального рН – 7,66 (дождь в апреле 2002 г. на Мяке). Наибольшая повторяемость (модальное значение) приходится на величину 6,0. Среднее значение рН по всем пунктам выше нормы и составляет 6,10. Более низкие значения рН, т.е. кислотность осадков выше в центре Сухума и Хуап (табл.13.9).

Таблица 13.9.

Характеристика рН в суммарных пробах атмосферных осадков на территории Абхазии: Маяк, Сухум – центр города, Гудаута – центр города, с. Хуап, Очамчыра – центр города и территория асфальтного завода г. Очамчыра

Годы	Величина	рН
Маяк		
IV.2002-I.2005	Среднее	6,15
	Минимум	5,50
	Максимум	7,66
Сухум – центр города		
VIII.2005- XII.2014	Среднее	5,92
	Минимум	4,45
	Максимум	7,62
Гудаута – центр города		
X.2005-III.2007	Среднее	6,35
	Минимум	5,60
	Максимум	7,10
Хуап		
XI.2006-III.2007	Среднее	5,98
	Минимум	5,46
	Максимум	6,42
Очамчыра– центр города		
III.2012	Среднее	6,64
	Минимум	6,45
	Максимум	6,83
Территория асфальтного завода г. Очамчыра		
III.2012	Среднее	6,45
	Минимум	5,51
	Максимум	6,97

Анализ проб осадков позволяет сказать, что в основном на территории Абхазии выпадают слабокислые и слабощелочные осадки. Это объясняется тем, что на территории Абхазии

очень много известняковых пород, а процессы, связанные с размыванием и выветриванием известняков приводят к расщелачиванию осадков ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$).

Корреляционная зависимость кислотности (pH) от гидрокарбонат-ионов в осадках г. Сухум представлена на рис. 13.9. Каждая точка на этом рисунке – это результат нескольких наблюдений. Как видно из рисунка квадрат коэффициента корреляции существенен, составляет 0,7, что свидетельствует о тесной связи pH и гидрокарбонат-иона (HCO_3^-).

Источником иона гидрокарбоната на территории Абхазии в основном являются известковые породы. По сезонам года наблюдается изменение концентрации гидрокарбонатов (рис.13.10).

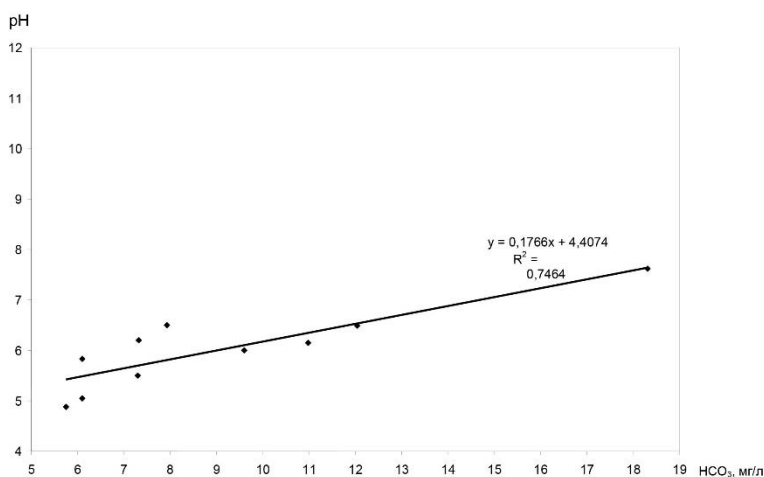


Рис. 13.9. Корреляционная зависимость кислотности (pH) от содержания гидрокарбонат – иона (HCO_3^-) в атмосферных осадках на территории Абхазии

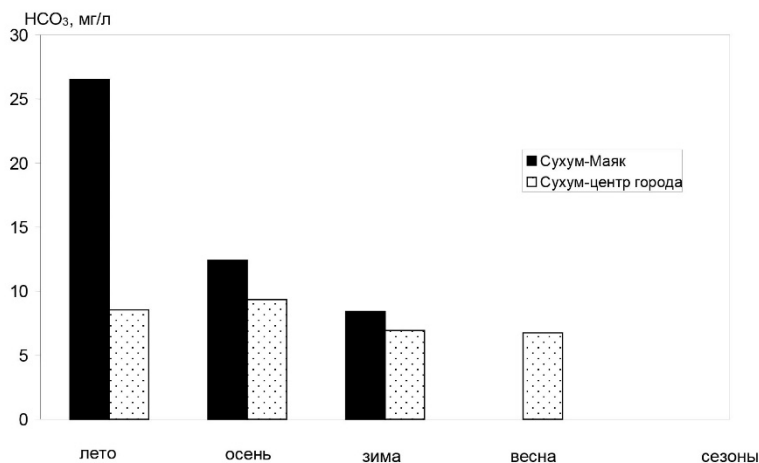


Рис.13.10. Годовой ход гидрокарбонат - иона в г. Сухум

В теплый период (IV–X) концентрация гидрокарбонатов увеличивается, а в холодный (XI–III) – уменьшается, что связано с замерзанием и снеговым покровом горных пород.

Кислотность осадков подвергается суточным изменениям. Эти изменения нами прослежены в с. Хуап (табл. 13.10). В течение одних суток (14.11.2006 г.) было отобрано 2 – е пробы атмосферных осадков – в начале и конце выпадения осадков. Анализ проб показал, что в первой пробе pH равен 5,77, во второй пробе pH занижен и составляет 5,46. Это обусловлено тем, что содержание минеральных веществ в воздухе уменьшилось. Так как на повышение величины pH большое влияние оказывают щелочные ионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+}) содержащиеся в атмосферном воздухе, то с их уменьшением кислотность осадков повышается [108].

Таблица 13.10

Динамика значения рН одиночных проб осадков в текущие сутки в с. Хуап

№ п/п	Дата отбора проб	Пункт	рН	Примечание
1	14.11.2006	с. Хуап	5,77	начало выпадения атмосферных осадков
2	14.11.2006	с. Хуап	5,46	конец впадения атмосферных осадков

Для выяснения влияния географических факторов на значение рН нами были одновременно отобраны 10 проб в г. Гудаута и с. Хуап. Сравнительный анализ проб, показал, что в с. Хуап среднее значение таких щелочных ионов как натрий, калий, гидрокарбонат-ионы, гораздо ниже, чем в г. Гудаута (в с. Хуап: HCO_3^- -10,07 мг/л, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ -7,55 мг/л, а в г. Гудаута: HCO_3^- -10,68 мг/л, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ -11,42 мг/л) и соответственно значение кислотности ниже, чем в г. Гудаута (табл. 13. 11), что подтверждает результаты исследования проведенного Г.Д. Супаташвили [106]

Таблица 13.11

Данные по кислотности (рН) атмосферных осадков в г. Гудаута и с. Хуап (XI. 2006 – III. 2007 г.)

№	Дата отбора проб	Место отбора проб	рН
1	14.11.2006	С. Хуап	5,60
2	14.11.2006	г. Гудаута	6,18
3	31.01.2007	С. Хуап	6,42
4	31.01.2007	г. Гудаута	6,57
5	06.02.2007	С. Хуап	5,89
6	06.02.2007	г. Гудаута	6,69
7	06.03.2007	С. Хуап	6,28
8	06.03.2007	г. Гудаута	6,59
9	14.03.2007	С. Хуап	6,03
10	14.03.2007	г. Гудаута	5,89

Рассматривая годовой ход максимальных и минимальных значений рН (рис.13.11) можно обнаружить, что максимальные значения имеют отрицательный тренд ($y = -0,023x + 7,147$), что подтверждает повышение кислотности осадков.

При анализе проб атмосферных осадков выявлена зависимость между показателем рН и типом воздушных масс (табл.13.12).

При перемещении северных воздушных масс через территорию Абхазии наблюдается повышение значения кислотности (среднее значение рН=6,12). Северные воздушные массы проникают на территорию Абхазии через г. Новороссийск огибая Кавказский хребет [106]. В результате своего перемещения через континент они захватывают сульфаты и нитраты, которые занижают значения рН осадков.

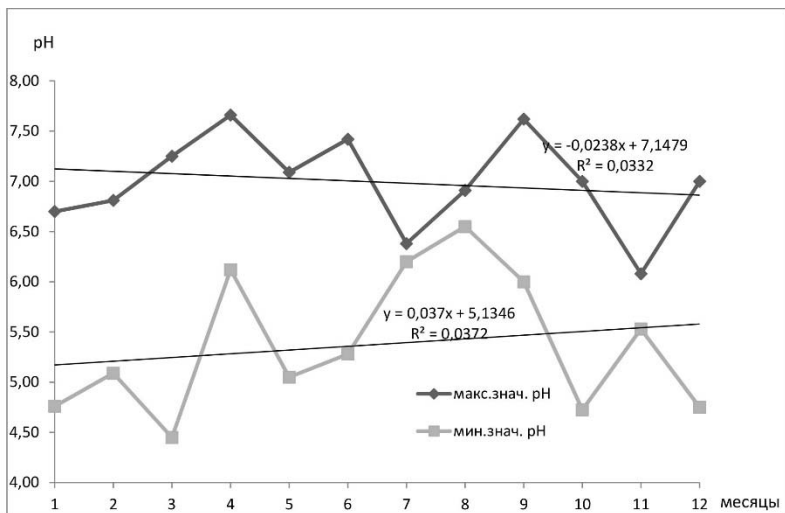


Рис.13.11.Годовой ход абсолютных максимальных и минимальных значений pH атмосферных осадков на территории г. Сухум 2002 – 2014 гг.

Таблица13.12

Изменение значения pH атмосферных осадков в связи с перемещением воздушных масс в г.Сухум

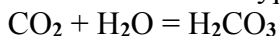
Пункт	Период наблюдений	Циклон	Повторяемость	pH ср.
г.Сухум	01.07.2008-30.06.2009	Ю	5	7,30
		С	5	6,12

Южные воздушные массы проходят над морем, где атмосфера содержит меньше примесей. Это происходит по двум причинам: во-первых, воздух над морем более чистый и содержит мало примесей, во-вторых с поверхности моря испаряется большое количество водяного пара, который несет с собой такие щелочные ионы, как натрий, гидрокарбонаты и др.

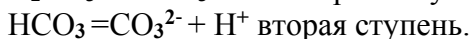
Кислотность атмосферных осадков на территории Абхазии. Величина водородного показателя pH характери-

зующая активность водородных ионов раствора, является важным свойством раствора. Величина $pH = -\log[H^+]$ является мерой активной кислотности воды, которая создается в результате взаимодействия растворенных электролитов и газов. Среди естественных факторов влияющих на величину pH в атмосферных осадках, наиболее существенным является диоксид углерода (CO_2). Нейтральной точкой для атмосферных осадков можно считать $pH=5,5$, так как это значение относится к среднему содержанию CO_2 в воздухе. Из-за присутствия кислотообразующих веществ в атмосфере pH атмосферной воды обычно ниже 7,0. Типичным кислотообразующим веществом является углекислый газ CO_2 .

Одна из реакций растворения углекислого газа в воде может быть описана уравнением:



Реакция имеет обратимый характер. Образовавшаяся угольная кислота H_2CO_3 при этом диссоциирует в две ступени:



При среднем значении концентрации CO_2 в атмосфере равном 330ppm и температуре 20°C концентрация ионов H^+ в растворе составляет $2,5 \cdot 10^{-6}$ моль/л, а соответствующее значение $pH = 5,6$. Это значение принято за pH осадков незагрязненной атмосферы. Осадки, имеющие $pH = 5,6$ – считаются нейтральными, при величине $pH < 5,6$ осадки кислые, при $pH > 5,6$ осадки щелочные.

Равновесное значение $pH = 5,6$ соответствует обычно маломинерализованным осадкам. На величину pH влияет содержание в осадках различных химических элементов, важнейшими из которых являются сульфат – ионы (SO_4^{2-}), нитрат – ионы (NO_3^- , NH_4^+) способствующие подкислению осадков. Другие ионы (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+}) присущи более щелочной среде. Вместе с тем, такие ионы, как N^+ , K^+ , Cl^-

существенным образом не влияют на величину рН раствора.

Значение рН на территории Абхазии изменяется в пределах 5,5-7,6. При уменьшении общей минерализации кислотность среды уменьшается (водородный показатель возрастает до значений 6,6), при высоких значениях минерализации (61,2 мг/л) кислотность среды соответственно возрастает до значений рН = 5,5.

Средняя величина рН по всем нашим данным, составляет 6,3, отклонение от этого значения составляет ± 1 . Наибольшая повторяемость приходится на величину 6,0.

На величину водородного показателя оказывают влияние ряд факторов регионального характера: подстилающая поверхность (CaCO_3), морская акватория (рН=8,0).

Рассматривая сезонные изменения рН осадков, выяснилось, что более слабокислотные осадки выпадают летом, по-видимому, это связано с уменьшением вымывающей способности крупнокапельной фракции летних осадков и значительным рассеиванием аэрозольных частиц приземного слоя воздуха восходящими потоками, вызванными конвективными процессами.

13.6. Влияние кислотных осадков на наземные экосистемы

Кислотные дожди оказывают многоплановое влияние на окружающую среду. В первую очередь отрицательному воздействию подвергаются водные экосистемы, почва и растительность. Природные поверхностные воды обладают буферными способностями по отношению к посторонним водородным и гидроксильным ионам, т. е. способностью поддерживать постоянную величину рН вблизи нейтральной точки; за пределами интервала значений рН = 4-13 буферная способность полностью утрачивается. Главным буферным соединением в воде является гидрокарбонат-ион HCO_3^- , образующийся при диссоциации угольной кис-

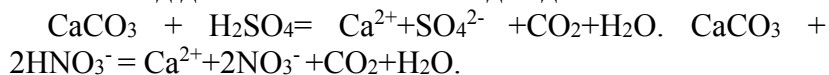
лоты и способный нейтрализовать кислоты и основания:
 $\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ = \text{H}_2\text{CO}_3$, $\text{HCO}_3^- + \text{OH}^- = \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O}$.

Таким образом, гидрокарбонат-ион принимает на себя более или менее значительную часть добавляемых водородных или гидроксильных ионов, благодаря чему pH раствора меняется незначительно. Особенно высокими буферными способностями обладает морская вода, pH которой составляет от 7 до 8,5, что соответствует слабощелочной реакции. Снеговые воды, а также большинство пресных водоемов, особенно в северных областях земного шара, обладают слабыми буферными свойствами и имеют кислую реакцию: $7 > \text{pH} > 4$.

Самая богатая водная биота присуща водам, pH которых лежит в нейтральной или слабощелочной области. Она во много раз богаче, чем водная биота кислых или щелочных вод. Водоемы с очень кислыми водами необитаемы, жизни в них нет, как нет жизни и в водоемах со значениями $\text{pH} > 11$. Первыми жертвами кислотных дождей стали озера и реки. Сотни озер в Скандинавии, на северо-востоке США и на юго-востоке Канады, в Шотландии превратились в кислотные водоемы. Кислотные дожди привели к резкому снижению продуктивности 2500 озер Швеции. В Норвегии примерно половина поверхностных вод имеет повышенную кислотность, из 5000 озер в 1750 исчезла рыба. В провинции Онтарио (Канада) пострадало 20% озер, а в провинции Квебек – до 60% озер. При повышении кислотности воды (еще до критического порога выживания водной биоты, например для моллюсков таким порогом является $\text{pH} = 6$, для окуней – $\text{pH} = 4,5$) в ней быстро нарастает содержание алюминия за счет взаимодействия гидроксида алюминия придонных пород с кислотой: $\text{Al}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ = \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O}$. Даже небольшая концентрация ионов алюминия (0,2 мг/л) смертельна для рыб. В то же время фосфаты, обеспечивающие развитие фитопланктона и другой водной растительности, соединяясь с алюминием, становятся малодоступными этим организмам. Повышение

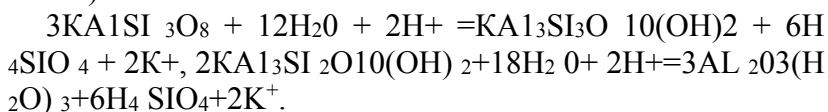
кислотности приводит к появлению в воде высокотоксичных ионов тяжелых металлов – кадмия, свинца и других, которые прежде входили в состав нерастворимых в воде соединений и не представляли угрозы живым организмам. Дефицит питательных веществ и интоксикация воды приводят к своеобразной "стерилизации" водоемов. Закисленная и токсичная вода разрушает скелеты рыб и раковины моллюсков, а главное – снижает репродуктивные процессы. В свою очередь, это приводит к сокращению популяций наземных животных и птиц, связанных с водной биотой трофическими цепями (цепи питания). "Мертвая вода" усиливает дефицит пресной воды, обусловленный возрастающими масштабами хозяйственного и бытового использования и ее загрязнением. Почвенные организмы более приспособлены к пониженным значениям pH почвенной влаги, но и они угнетаются возрастающей кислотностью, особенно азотфиксирующие бактерии и грибки. Разрыхляющие почву дождевые черви могут жить в слабокислых почвах, в таких условиях они "нейтрализуют" почвенные кислоты с помощью выделяемой ими извести; в кислой почве дождевые черви погибают. Среди других нарушений, происходящих в почве вследствие ее подкисления, следует отметить нарушение процессов питания растений, разрушение их корневой системы. Почвенное подкисление считается одной из основных причин усыхания лесов умеренной зоны северного полушария, причем этот фактор долго действующий, который может проявиться через много лет после прекращения вредных кислотообразующих выбросов в атмосферу. Больше всего страдают елово-пихтовые и дубовые леса. Непосредственное воздействие кислотных осадков приводит к нарушению листовой поверхности, процессов транспирации (испарение с поверхности листа) и фотосинтеза за счет разрушения хлорофилла (это воздействие можно определить зрительно по побурению листьев и игл). Многообразно косвенное влияние: загрязнения выступают в роли пусковых механизмов био-

логических и биохимических процессов, ослабляющих растение, нарушающих его рост, повышающих чувствительность к климатическим изменениям, делающих его менее устойчивым к вредителям – грибам, бактериям, жукам и др. В то же время подкисление почвы азотокислыми дождями стимулирует развитие лесных вредителей. Наибольший урон кислотные дожди нанесли лесам Центральной Европы, в частности 35% лесов Германии (на площади более 2,5 млн га) повреждены ими. Ущерб от кислотных дождей для европейских лесов оценивается в 118 млн м³ древесины в год (из них около 35 млн м³ на европейской территории России). В меньшей степени от кислотных дождей страдают сельскохозяйственные растения, поскольку подкисление почв здесь можно контролировать агрохимикатами. Воздействию кислотообразующих газов и кислотных осадков подвергаются органические материалы – кожа, бумага, ткани, резина, красители. Бумага, большинство тканей, кожа образованы гидрофильными веществами, которые накапливают воду между волокнами. Кислоты постепенно гидролизуют макромолекулы (главным образом целлюлозы и белков), в результате чего эти материалы становятся хрупкими и разрушаются. Как восстановитель диоксид серы вызывает обесцвечивание красителей, что приводит к выцветанию тканей. Известняк, мел, мрамор, туф, содержащие карбонат кальция, разрушаются под действием кислотных дождей:



Многие скульптуры и здания в Риме, Венеции и других городах, памятники зодчества, такие, как Акрополь в Афинах, Кёльнский собор и другие, за несколько последних десятилетий получили значительно большие повреждения, чем за все предыдущее время. Под угрозой полного разрушения в результате действия кислотных осадков находятся более 50 тыс. скульптур скального "Города Будд" под Юньанем в Китае, построенного 15 веков назад. Из бе-

тона и других минеральных строительных материалов, а также стекла под действием кислотных дождей выщелачиваются не только карбонаты, но и силикаты. Если pH осадков достигает значений, равных 4,5-3, то ионы алюминия начинают вымываться из кристаллической решетки. С уменьшением pH интенсивно протекает разрушение силикатной кристаллической структуры, как, например, в полевом шпате (сырье для производства керамики, стекла, цемента):



Подобным образом кислотные дожди разрушают древние оконные стекла церквей, соборов и дворцов. Старинное стекло из-за повышенного содержания оксидов щелочных и щелочно-земельных металлов более подвержено действию кислот, чем современное. Металлы под действием кислотных дождей, туманов и рос разрушаются еще быстрее, чем строительные материалы и стекло. Корка образующегося на поверхности железных изделий гигроскопичного сульфата железа окисляется кислородом воздуха, при этом образуется основная соль сульфата железа, являющаяся составной частью ржавчины: $2\text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + 0,5\text{O}_2 = 2\text{Fe}(\text{OH})\text{SO}_2$.

Такой же ущерб претерпевают изделия из бронзы, на которых образуется так называемая патина, состоящая из карбонатов и сульфатов. Слои пыли и копоти на поверхности создают пленку, которая удерживает влагу и в которой постоянно растворяются кислотообразующие газы. Кислота разъедает металл, переводя его в виде ионов в раствор, что становится заметным при отслаивании корки налета, достигающей миллиметровой толщины. Изделие при этом теряет свою первоначальную форму. Загрязнение воздуха кислотообразующими выбросами оказывает вредное многообразное влияние и на организм человека. Вдыхание влажного воздуха, содержащего диоксид серы, особенно

опасно для пожилых людей, страдающих сердечно-сосудистыми и легочными заболеваниями, в тяжелых случаях может возникнуть отек легких. Вредно это и для здоровых людей, поскольку SO_2 и сульфатные частицы обладают канцерогенным действием. Установлена тесная взаимосвязь между повышением смертности от бронхитов и ростом концентрации диоксида серы в воздухе. Во время трагического лондонского тумана 1952 г. более 4000 смертей было отнесено за счет повышенного содержания во влажном воздухе диоксида серы и сульфатных частиц. Многочисленные исследования показали увеличение числа заболеваний дыхательных путей в районах, воздух которых загрязнен диоксидом азота NO_2 . Попадая в дыхательные пути, он взаимодействует с гемоглобином крови, затрудняя перенос кислорода к органам и тканям, вызывает респираторные, астматические и сердечные заболевания. В феврале 1972 г. в Японии по этой причине заболело более 70 000 человек, для многих из них заболевание имело летальный исход [46].

Наличие высокой концентрации гидрокарбонат-ионов в особенности в теплый период года в Абхазии препятствует закислению атмосферных осадков, что позволяет сказать о несущественном влиянии кислотных осадков на экосистемы и людей.

Заключение

На основе проведенной оценки пространственных и временных вариаций кислотности и химического состава атмосферных осадков следует сделать следующие выводы:

1. Химический состав атмосферных осадков является индикатором состояния окружающей среды и одновременно источником вторичного загрязнения экосистем.

2. Регулярные наблюдения за химическим составом и кислотностью атмосферных осадков на территории Абхазии были организованы в начале 2002 года. Сбор и анализ

химического состава атмосферных осадков с различной периодичностью были организованы в следующих пунктах: с. Хуап, центр г. Гудаута, метеоплщадка «Маяк», центр г. Сухум, центр г. Очамчыра, территория асфальтного завода г. Очамчыра. В ходе выполнения НИР мониторинг химсостава осадков был проведен для пункта «центр г. Сухум».

3. Выявлено, что на изменчивость химического состава атмосферных осадков оказывают влияния частые вторжения термически разнообразных воздушных масс, в сложных орографических условиях.

4. За время наблюдений на территории Абхазии значение рН осадков менялось значительно: от минимального рН – 4,45 (дождь в марте 2007 г. в центре Сухума) до максимального рН – 7,66 (дождь в апреле 2002 г. на Мяке). Наибольшая повторяемость (модальное значение) приходится на величину 6,0. Среднее значение рН по всем пунктам выше нормы и составляет 6,10. Более низкие значения рН, т.е. кислотность осадков выше в центре Сухума и Хуап (5,92 и 5,98 соответственно).

5. Рассмотрен годовой ход рН атмосферных осадков, выявлено, что в холодный период года значения рН имеют тенденцию к повышению (к снижению кислотности). Максимальные значения рН приходятся на июнь (7,64) и апрель (7,33), минимальные – март (5,97), февраль (6,35). Уравнения тренда $y = 0,053x + 5,730$ характеризует повышение рН.

6. Сравнительный анализ минерализации осадков на территории Абхазии) показывает, что наибольшее среднее значение минерализации наблюдаются в Очамчыре (93 мг/л), а наиболее низкое в с. Хуап (28 мг/л) (Сухум, 38 мг/л; Гудаута, 42 мг/л). Наименьшее среднее значение минерализации в с. Хуап в отличие от других прибрежных районов связана с тем, что пункт отбора проб находится на расстоянии 16 км от берега моря и на высоте 372 м.

7. Выявлено, что в течении выполнения НИР концентрация общей минерализации в единичных пробах отобранных в г. Сухум вариировала в больших пределах от 145, 61 мг/ л (30. 04.2011) до 19,41 мг/ л (02.10.2015).

8. Проведен анализ годового хода общей минерализации осадков проб атмосферных осадков собранных в г. Сухум, максимальные значения приходятся на апрель(76,6), за последние пять лет выявлен второй максимум – летний, максимум приходится на июнь (55,9).

9. Оценен модуль поступления солей на единицу площади в г. Сухум за год. Наблюдения вымывания солей осадками в 2011-2015 гг. по сравнению с наблюдениями в предшествующий период (2002-2010 гг.) характеризуется увеличением концентрации солей от 595,4 кг/га до 804, 7 кг/га, доминируют среди минеральных веществ, поступающих в почву гидрокарбонат – ионы(313,0 кг/га), суммарное содержание ионов натрия и калия(189,5 кг/га), и нитрат-ионы(122,8 кг/га). Наименьшие концентрации выявлены для иона – аммония и хлора (2,4 кг/га).

10. Выявлено, что за последние годы по сравнению с предыдущим периодом (2002-2010 гг.) количество осадков в Абхазии увеличилось в связи, с чем содержание химических элементов, влияющих на плодородие почвы, существенно изменилось, что требует систематического контроля за этими процессами.

11. Проведен анализ суммарной β – активности атмосферных осадков за рассматриваемый период. Выявлено определенная закономерность в распределении радиоактивных элементов в осадках. Среднемесячные значения не превышают ПДК (для атмосферных осадков – 40 Бк/л). Характерной особенностью является сезонная изменчивость: максимальные значения радиоактивности \bar{A}_β достигаются с марта по июль и составляют 14,2 Бк/л (среднее).

12. Полученные результаты могут быть использованы в различных отраслях народного хозяйства Республики, в частности в сельском хозяйстве, при разработке комплекса

мероприятий по повышению качества природных сред урбанизированных территорий, при проектировании и строительстве объектов.

13. Результаты проведенного мониторинга химического состава атмосферных осадков на территории Абхазии свидетельствуют о необходимости продолжения мониторинга и расширения географии исследования.

Глава 14. РАДИОАКТИВНОСТЬ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

14.1. Источники радиоактивного излучения

Среди вопросов, представляющих научный интерес, немногие приковывают к себе столь постоянное внимание общественности и вызывают так много споров, как вопрос о действии радиации на человека и окружающую среду. К сожалению, достоверная научная информация по этому вопросу очень часто не доходит до населения, которое пользуется, поэтому всевозможными слухами. Слишком часто аргументация противников атомной энергетики опирается исключительно на чувства и эмоции.

Научный комитет ООН по действию атомной радиации собирает всю доступную информацию об источниках радиации и ее воздействии на человека и окружающую среду и анализирует ее. Он изучает широкий спектр естественных и созданных искусственно источников радиации.

Радиация действительно смертельно опасна. При больших дозах она вызывает серьезные поражения тканей, а при малых может вызвать рак и индуцировать генетические дефекты, которые, возможно, проявятся у детей и внуков человека, подвергшегося облучению.

Для основной массы населения самые опасные источники радиации – это вовсе не те, о которых больше всего говорят. Наибольшую дозу человек получает от естественных источников радиации. Радиация, связанная с развитием атомной энергетики, составляет лишь малую дозу радиации, порождаемой деятельностью человека, значительно большие дозы мы получаем от других, форм этой деятельности, например, от применения рентгеновских лучей. Кроме того, такие формы повседневной деятельности, как сжигание угля и использование воздушного транспорта, в особенности же постоянное пребывание в герметизиро-

ванных помещениях, могут привести к значительному увеличению уровня облучения за счет естественной радиации.

В связи с этим выявление основных источников радиоактивного загрязнения атмосферы, влияние метеорологических факторов на распространение и аккумуляцию радионуклидов и оценка радиоактивности атмосферных осадков приобретают в последние годы значительный практический интерес.

Радиоактивность – отнюдь не новое явление; новизна состоит лишь в том, как люди пытались ее использовать. Радиоактивность, и сопутствующие ей ионизирующие излучения существовали на Земле задолго до рождения на ней жизни и присутствовали в космосе до возникновения самой Земли.

Ионизирующее излучение сопровождало и Большой взрыв, с которого, как мы сейчас полагаем, началось существование нашей Вселенной около 20 миллиардов лет назад. С того времени радиация постоянно наполняет космическое пространство. Радиоактивные материалы вошли в состав Земли с самого ее рождения. Даже человек слегка радиоактивен, так как во всякой живой ткани присутствуют в следовых количествах радиоактивные вещества.

Некоторые нуклиды стабильны, т.е. в отсутствии внешнего воздействия никогда не претерпевают никаких превращений.

Большинство же нуклидов нестабильны, они все время превращаются в другие нуклиды. В качестве примера возьмем хотя бы атом урана-238, в ядре которого протоны и нейтроны едва удерживаются вместе силами сцепления. Время от времени из него вырывается компактная группа из четырех частиц: двух протонов и двух нейтронов (α -частицы). Уран-238 превращается, таким образом, в торий-234, в ядре которого содержатся 90 протонов и 144 нейтронов, но торий-234 также нестабилен.

При каждом таком акте распада высвобождается энергия, которая и передается дальше в виде излучения. Можно

сказать, что испускание ядром частицы, состоящей из двух протонов и двух нейтронов, – это альфа-излучение; испускание электрона, как в случае распада тория-234, бета-излучение. Часто нестабильный нуклид оказывается настолько возбужденным, что испускание частиц не приводит к полному снятию возбуждения; тогда он выбрасывает порцию чистой энергии, называемую гамма излучением. Как и в случае рентгеновских лучей, при этом не происходит испускания каких-либо частиц.

Весь процесс самопроизвольного распада нестабильного нуклида называется радиоактивным распадом, а сам такой нуклид радионуклидом. Радионуклиды нестабильны, но одни из них более нестабильны, чем другие. Например, протактиний-234 распадается почти моментально, а уран-238 – очень медленно. Половина всех атомов протактиния в каком-либо радиоактивном источнике распадается за время, чуть больше минуты, в то же время половина всех атомов урана – 238 превратится в торий-234 за четыре с половиной миллиарда лет. Время, за которое распадается в среднем половина всех радионуклидов данного типа в любом радиоактивном источнике, называется периодом полураспада соответствующего изотопа.

Этот процесс продолжается непрерывно. За время, равное одному периоду полураспада, останутся неизменными каждые 50 атомов из 100, за следующий аналогичный промежуток времени 25 из них распадутся, и так далее по экспоненциальному закону. Число распадов в секунду в радиоактивном образце называется его активностью. Единицу измерения активности называли Беккерелем (Бк) в честь ученого, открывшего явление радиоактивности; один беккерель равен одному распаду в секунду.

Разные виды излучений сопровождаются высвобождением разного количества энергии и обладают разной проникающей способностью, поэтому они оказывают неодинаковое воздействие на ткани живого организма (Сивинцев, 1991). Альфа-излучение, которое представляет собой

поток тяжелых частиц, состоящих из нейтронов и протонов, задерживается, например, листом бумаги и практически не способно проникнуть через наружный слой кожи, образованный отмершими клетками. Поэтому оно не представляет опасности до тех пор, пока радиоактивные вещества, испускающие α -частицы, не попадут внутрь организма через открытую рану, с пищей или вдыхаемым воздухом; тогда они становятся чрезвычайно опасными. β -излучение обладает большей проникающей способностью: оно проходит в ткани организма на глубину один – два сантиметра. Проникающая способность гамма излучения, которое распространяется со скоростью света, очень велика: его может задержать лишь толстая свинцовая или бетонная плита.

Повреждений, вызванных в живом организме излучением, будет тем больше, чем больше энергии оно передает тканям; количество такой переданной организму энергии называется дозой. Дозу излучения организм может получить от любого радионуклида или их смеси независимо от того, находятся ли они вне организма или внутри его. Дозы можно рассчитывать по-разному, с учетом того, каков размер облученного участка и где он расположен, один ли человек подвергся облучению или группа людей и в течение какого времени это происходило.

Количество энергии излучения, поглощенное единицей массы облучаемого тела, называется поглощенной дозой и измеряется в системе СИ в грэях (Гр), но эта величина не учитывает того, что при одинаковой поглощенной дозе альфа-излучение гораздо опаснее бета- или гамма-излучений.

Если принять во внимание этот факт, то дозу следует умножить на коэффициент, отражающий способность излучения данного вида повреждать ткани организма: альфа-излучение считается при этом в двадцать раз опаснее других видов излучений. Пересчитанную таким образом дозу

называют эквивалентной дозой; ее измеряют в системе СИ в единицах, называемых зивертами (Зв).

Следует учитывать также, что одни части тела (органы, ткани) более чувствительны, чем другие: например, при одинаковой эквивалентной дозе облучения возникновение рака в легких более вероятно, чем в щитовидной железе, а облучение половых желез особенно опасно из-за риска генетических повреждений.

Поэтому дозы облучения органов и тканей также следует учитывать с разными коэффициентами. Умножив эквивалентные дозы на соответствующие коэффициенты и просуммировав по всем органам и тканям, получим эффективную эквивалентную дозу, отражающую суммарный эффект облучения для организма; она также измеряется в зивертах.

Естественные источники радиации. Основную часть облучения, население земного шара получает от естественных источников радиации (Радиация ..., 1990г.) большинство из них таковы, что избежать облучения от них совершенно невозможно. На протяжении всей истории существования Земли различные виды излучения падают на поверхность Земли из космоса и поступают от радиоактивных веществ, находящихся в земной коре. Человек подвергается облучению двумя способами. Радиоактивные вещества могут находиться вне организма и облучать его снаружи; в этом случае говорят о внешнем облучении. Или же они могут оказаться в воздухе, которым дышит человек, в пище или в воде и попасть внутрь организма. Такой способ облучения называется внутренним.

Облучению от естественных источников радиации подвергается любой житель Земли, однако одни из них получают большие дозы, чем другие. Это зависит, в частности, от того, где они живут.

Уровень радиации в некоторых местах земного шара, там, где залегают радиоактивные породы, оказывается значительно выше среднего, а в других местах соответственно

ниже. Доза облучения зависит также от образа жизни людей. Применение некоторых строительных материалов, использование газа для приготовления пищи, открытых угольных жаровен, герметизация помещений и даже полеты на самолетах – все это увеличивает уровень облучения за счет естественных источников радиации.

Земные источники радиации в сумме ответственны за большую часть облучения, которому подвергается человек за счет естественной радиации. В среднем они обеспечивают более 5/6 годовой эффективной эквивалентной дозы, получаемой населением, в основном вследствие внутреннего облучения. Остальную часть вносят космические лучи, главным образом путем внешнего облучения.

Космические лучи. Радиационный фон, создаваемый космическими лучами, дает чуть меньше половины внешнего облучения, получаемого населением от естественных источников радиации. Космические лучи в основном приходят к нам из глубин Вселенной, но некоторая их часть рождается на Солнце во время солнечных вспышек. Космические лучи могут достигнуть поверхности Земли или взаимодействовать с ее атмосферой, порождая вторичное излучение и приводя к образованию различных радионуклидов.

Нет такого места на Земле, куда бы не падал этот невидимый «космический душ». Но одни участки земной поверхности более подвержены его действию, чем другие. Северный и Южный полюсы получают больше радиации, чем экваториальные области, из-за наличия у Земли магнитного поля, отклоняющего заряженные частицы. Существенно, однако, то, что уровень облучения растет с высотой, поскольку при этом над нами остается все меньше воздуха, играющего роль защитного экрана.

Люди, живущие на уровне моря, получают в среднем из-за космических лучей эффективную эквивалентную дозу около 300 микрозивертов в год; для людей же, живущих выше 200м над уровнем моря, это величина в несколько

раз больше. Еще более интенсивному, хотя и относительно непродолжительному облучению подвергаются экипажи и пассажиры самолетов. При подъеме с высоты 400м до 1200м уровень облучения за счет космических лучей возрастает, примерно, в 25 раз и продолжает расти при дальнейшем увеличении высоты до 20 000м и выше.

Внутреннее облучение. В среднем $2/3$ эффективной эквивалентной дозы облучения, которую человек получает от естественных источников радиации, поступает от радиоактивных веществ, попавших в организм с пищей, водой и воздухом.

Совсем небольшая часть этой дозы приходится на радиоактивные изотопы углерода (C_{14}) и тритий, которые образуются под воздействием космической радиации. Все остальное поступает от источников земного происхождения. В среднем человек получает около 180 микрозивертов в год за счет калия-40, который усваивается организмом вместе с нерадиоактивными изотопами калия, необходимыми для жизнедеятельности организма. Однако большую дозу внутреннего облучения человек получает от нуклидов радиоактивного ряда урана-238 и в меньшей степени от радионуклидов ряда тория-232.

Искусственная радиация. В последние годы глобальное распределение радиоактивных веществ, выделенных в атмосферу в результате атомных испытаний, вызывает большой общественный и научный интерес. Никогда еще с такой ясностью не возникала необходимость при изучении химических свойств атмосферы рассматривать ее как единое целое.

При всех ядерных испытаниях большая часть радиоактивных изотопов образуется в результате деления ядер U^{235} , U^{238} и Pu^{239} под действием нейтронов. Этот процесс приводит к образованию самых различных пар осколков, но в подавляющем большинстве случаев образуется два ядра с массовыми числами около 100 и 140. Первичные ядра весьма неустойчивы и проходят длинную цепочку ра-

диоактивных превращений, прежде чем в этой смеси возникнут долгоживущие или устойчивые изотопы. Некоторые долгоживущие элементы образуются непосредственно при делении.

Наиболее важные долгоживущие изотопы, которые обычно упоминаются в литературе по радиоактивным выпадениям, представлены в таблице 14.1.

Таблица 14.1

Основные радиоактивные изотопы, встречающиеся в выпадениях по всему земному шару, и их периоды полураспада

Изотоп	Период полураспада	Изотоп	Период полураспада
Cs ¹³⁷	28,8 года	Zr ⁹⁵	65 дней
Sr ⁹⁰	27,7 года	Sr ⁸⁹	51 дней
Ce ¹⁴⁴	285 дней	Ba ¹⁴⁰	12,8 дня

Изотопы, период полураспада которых мал по сравнению с эффективным временем пребывания частиц в стратосфере, представляют меньший интерес с точки зрения глобальных выпадений. Их можно использовать для идентификации радиоактивного распада, однако они не могут накапливаться в почве и не представляют биологической опасности (Юнге, 1965).

Потенциальная опасность более долгоживущих изотопов определяется их относительным содержанием, характеристикой излучения и способностью накапливаться внутри организма, т.е. их биологически эффективным временем пребывания. Стронций-90 в этой связи должен рассматриваться как один из наиболее опасных изотопов. Он имеет большой период полураспада и накапливается в костях с практически неограниченным временем пребывания из-за своего химического сходства с кальцием.

Тропосферные выпадения состоят из частиц с радиусами между 1 и 10 мкм, которые могут переноситься на значи-

тельные расстояния, прежде чем выпадут из атмосферы. В стратосфере частицы таких размеров могут находиться неделями и месяцами.

Частицы, размер которых меньше нескольких десятых микрона, могут в течение долгого времени оставаться в атмосфере и составляют основную массу радиоактивных частиц, находящихся в стратосфере. При проведении различного рода практических расчетов можно считать, что такие частицы ведут себя как газ и переходят в тропосферу в результате обмена воздушными массами между стратосферой и тропосферой, а из тропосферы выводятся в первую очередь за счет вымывания осадками.

14.2. Атмосферная радиоактивность

В результате ядерных испытаний возникло направление исследований, связанное с распространением в атмосфере радиоактивных продуктов ядерных взрывов. Это направление привлекло к себе широкое внимание из-за потенциальной радиационной опасности, которую представляют собой крупномасштабные радиоактивные выпадения для человечества.

Сделаем несколько замечаний относительно единиц, используемых при изложении вопросов радиоактивности атмосферы.

1. Время жизни радиоактивного изотопа T выражается в секундах, минутах, днях или годах и является величиной, обратной постоянной распада λ , так что $\lambda \cdot T = 1$, период полураспада равен $0,693 T$.

2. Радиоактивность A определяется как число распадов в единицу времени на единицу объема или массу, например:

число распадов в 1 мин в $1 \text{ м}^3 = \text{распад/мин м}^3$, число распадов в 1 сек в $\text{см}^3 = \text{распад/сек см}^3$.

1 кюри определяется как $3,7 \cdot 10^{10}$ *распад/сек.* Активность A может быть найдена как произведение $n \cdot \lambda$, где n число атомов радиоактивного изотопа,

3. Объемная концентрация радиоактивного вещества обычно определяется как число радиоактивных атомов в единице объема, например $n/\text{см}^3$ и т.д., или выражается как активность в единице объема,

4. Относительное содержание радиоактивного вещества в воздухе обычно определяется как число радиоактивных атомов на единицу массы, например $n/\text{кг}$, $n/\text{м}^3$ (при стандартных температуре и давлении) и т.п. или выражается через активность на единицу массы, например *распад/мин* $\cdot \text{кг}$, *кюри* $/\text{см}^3$ (при стандартных температуре и давлении) и т.п.

Относительное содержание радиоактивного вещества в воздухе не меняется при вертикальном перемещении.

5. Удельная активность определяется как число распадов на единицу массы, например *распад/мин* $\cdot \text{г}$, *распад/мин* $\cdot \text{л}$. Эти единицы используются как при описании свойств чистых элементов, так и для характеристики дождевой воды или почвы, а для воздуха они эквивалентны содержанию радиоактивного вещества.

6. Полезно знать следующие переходные множители:

$$1 \text{ кюри} = 2,22 \cdot 10^{12} \text{ распад/мин};$$

$$1 \text{ мккюри} = 2,22 \text{ распад/мин};$$

$$1 \text{ мккюри} / 10^6 \text{ фут}^3 = 78,5 \text{ распад/мин} \cdot \text{м}^3;$$

$$1 \text{ Т.Е. (третиевая единица)} = 1 \text{ атому } T \text{ на } 10^8 \text{ атомов.}$$

Распределение радионуклидов на атмосферных аэрозолях. Источниками естественной радиоактивности в атмосфере служат радиоактивные вещества земной коры, а также вещества, образующиеся в результате воздействия на атмосферные газы космических лучей.

Большая часть естественной радиоактивности тропосферы обусловлена радиоактивными источниками земной поверхности. Земная кора содержит радиоактивные нуклиды U^{238} , U^{235} и Th^{232} , которые, распадаясь, выделяют изото-

пы одного и того же благородного газа радона: радон $Rn = Rn_{86}^{222}$, торон $Tn = Rn_{86}^{220}$ и актинийон $An = Rn_{86}^{219}$. Роль актинийона и его продуктов распада незначительна.

После своего образования в грунте радон и торон диффундируют в атмосфере. Все без исключения продукты распада представляют собой изотопы тяжелых металлов, которые быстро захватываются аэрозольными частицами естественного происхождения. В конце концов, эти частицы с долгоживущими продуктами распада возвращаются на землю вместе с атмосферными осадками или в результате сухого выпадения. Под действием процессов, протекающих в атмосфере, происходит горизонтальное перераспределение (адвекция) продуктов распада относительно их источников в земной коре.

Концентрация радиоактивного вещества в поверхностном слое почвы у обоих элементов примерно одинакова, но у торона она быстрее убывает с высотой из-за того, что он имеет меньший период полураспада.

Естественно это модель дает приблизительные оценки рассматриваемых величин в соответствии с принятыми упрощениями, но численные значения параметров, полученные исходя из данной модели, удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными, имеющимися в литературе (Израэль, 1996).

Значительные колебания концентрации радия в почве и изменения условий, характеризующих состояние почвы, нашли свое отражение в широком разбросе значений концентрации радона в почвенном воздухе.

В некоторых районах, подверженных интенсивной геологической деятельности, концентрация Rn в почве может оказаться высокой. В районах с нормальными условиями отклонения значений концентрации от среднего гораздо меньше. Поток радиоактивных газов и концентрация радона вблизи земной поверхности изменяются в диапазоне, который можно ожидать исходя из изменчивости метеорологических и почвенных условий. Средние значения нахо-

дятся в удовлетворительном согласии с теоретическими значениями. Некоторые экспериментальные данные по концентрации торона в воздухе показывают, что отношение активности торона к активности радона колеблется от 0,04 до 0,1.

Однако это отношение будет сильно зависеть от высоты над поверхностью земли и от локальных изменений состава почвы. Самые низкие значения отношения получены в Антарктиде, что обусловлено значительными расстояниями от источников.

Можно ожидать, что поток радиоактивных веществ зависит от состояния почвы. Так, во время дождя наблюдалось уменьшение выделения радиоактивных газов на 70 %. Влияние температуры почвы и ее влажности незначительно. Вообще говоря, изменение влажности почвы приводит к большим флуктуациям величины радиоактивного потока (Е), но на среднее значение существенно не влияет (Юнге, 1965). Имеются некоторые указания на наличие годового хода Е с максимумом в конце весны. Предполагается, что причиной этого является накопление радона в течение зимы, когда почва замерзает, и последующее выделение его при оттаивании почвы.

Годовые вариации сильно отличаются, и причины этого явления довольно сложны. Данные по большей части свидетельствуют о наличии минимума Е летом и максимума зимой. Однако имеются и исключения из этого правила.

Содержание радона в приземном слое воздуха сложным образом зависит от потока радиоактивных газов и турбулентного перемешивания в вышележащих слоях, причем, последний фактор, по-видимому, является доминирующим. В тихие дни содержание радона достигает максимума при восходе солнца, когда турбулентное перемешивание является наименьшим и становится минимальным в полдень, когда турбулентность наиболее развита. На рис.14.1. приведены графики (Юнге, 1965), иллюстрирующие этот факт. Вверху концентрации радиоактивного ра-

дона и RaC' в зависимости от времени суток в сентябре, пробы отбирались на высоте 1 м над земной поверхностью. Внизу отношение активностей, указывающее на то, что в ночное время почти достигается радиоактивное равновесие.

Графики (рис.14.1.) показывают, что короткоживущие продукты распада ночью практически достигают равновесного состояния. Частое образование тумана указывает на весьма неразвитую турбулентность в ночное время. Юнге Х. (1965) обнаружил хорошую корреляцию этих изменений с порывистостью ветра. Он наблюдал весенний минимум, который, по его мнению, был обусловлен более высокими средними скоростями ветра в этом сезоне.

Распределения концентраций радона на высотах 10 см и 11,5 м над землей показывают, что отношение концентраций на верхнем уровне к концентрациям на нижнем было в среднем равно 0,82, с крайними значениями 1,27 и 0,51. Этот градиент характеризует среднее значение вертикального потока радона, обусловленного выделением радона земной поверхностью и распадом его в более высоких слоях тропосферы.

Концентрация радона над сушей примерно на два порядка выше, чем над океаном. Это весьма важный факт. Он указывает на то, что радон образуется почти исключительно над сушей и что вполне возможны заметные флуктуации содержания радона в воздушных массах тропосферы, особенно в прибрежных областях.

Интересно сопоставить с периодом полувыведения из атмосферы аэрозолей морского происхождения. Для обеих субстанций континенты и океаны представляют собой обширные площади выделения и поглощения, но для радона источником служит суша, а для морского аэрозоля – океаны. Отношение содержания морской соли в дождевой воде над морями и над континентами близко к соответствующему отношению этих величин для воздуха и достигает 100, что близко к отношению радона соответственно над

сушей и над океаном. Это показывает, что низкая концентрация радона над морем и частиц морской соли над сушей объясняется тем, что время их самопроизвольного выведения из атмосферы исчисляется несколькими днями.

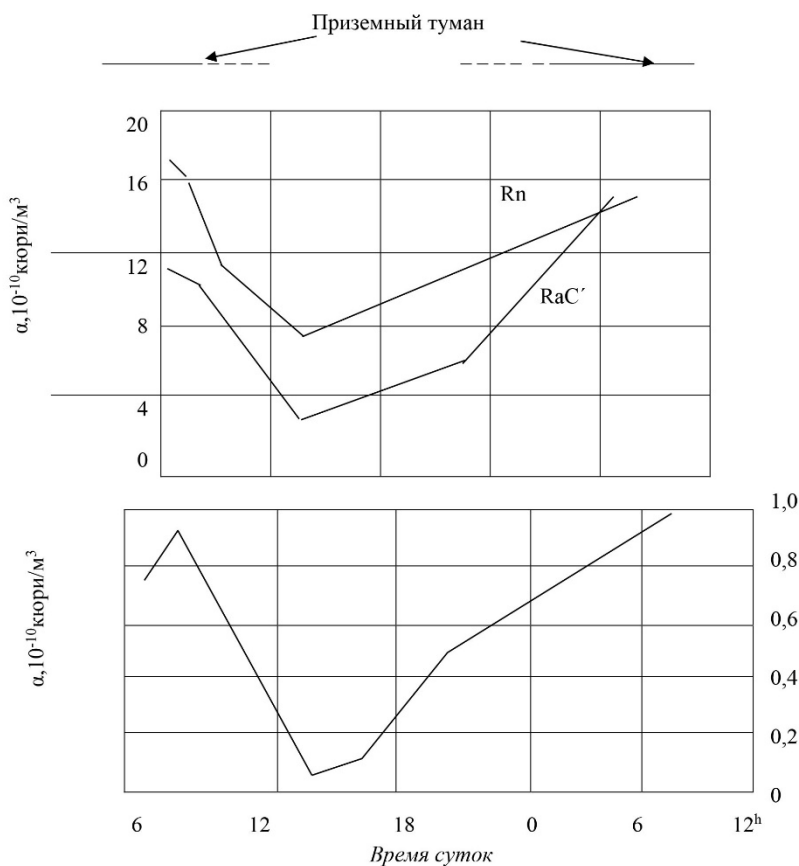


Рис. 14.1. Суточные распределения концентрации радона над сушей и океаном

Стратосферные продукты деления переходят в тропосферу в таком виде, в котором они присутствуют в стратосфере, т.е. по всей вероятности, в виде частиц со средним или эффективным радиусом порядка 0,02-0,05мк. В тропо-

сфере эти частицы быстро вовлекаются в процесс конденсации водяных паров и коагуляции аэрозолей, в результате всех этих процессов растет число больших и гигантских частиц и уменьшается счетная концентрация частиц Айткена за счет захвата последних частицами первых двух категорий. Столь существенные различия в распределении частиц аэрозолей по размерам должны приводить к аналогичным изменениям в распределении продуктов деления по размерам частиц-носителей при оседании на нижние уровни в тропосфере.

Распределение β -активных продуктов по трем основным группам размеров частиц мало меняется, во время всего периода наблюдений, и в среднем было следующим:

Первая ступень: радиус $>0,9\text{мк}$	57%	}
Вторая ступень: радиус $>0,1-0,9\text{мк}$	35%	
Фильтр: радиус $<0,1\text{мк}$	8% β -активность	

Большая часть радиоактивности содержалась на частицах размером свыше $0,1\text{ мкм}$.

В тропосфере радиоактивность распределяется на более крупных частицах, чем в стратосфере. Этот вывод следует рассматривать как основной результат, относящийся к динамике тропосферных аэрозолей, но было бы желательно иметь больше независимых подтверждений этого явления.

Спектр аэрозольных частиц в тропосфере подвергается изменению в первую очередь в результате физических процессов, и, следовательно, можно считать, что аналогичному воздействию подвергаются и все изотопы. Отсюда, должно вытекать, что у различных изотопов будут те же скорости вымывания за счет осадков. Некоторые различия в скорости вымывания из тропосферы обусловлены различиями в первоначальном распределении по размерам стратосферных радиоактивных частиц, т.е. явлением фракционирования изотопов в процессе конденсации.

Выведение аэрозолей и радиоактивных продуктов из тропосферы происходит в основном за счет вымывания осадками.

На это указывают многие наблюдения, из которых следует, что сухое выпадение составляет в нормальные, с точки зрения, выпадения осадков периода примерно 10-20% от общих выпадений радиоактивности. Можно ожидать, что доля сухих выпадений увеличивается в областях с более сухим климатом.

14.3. Захват продуктов радиоактивного распада атмосферными аэрозолями

Таким образом, радон и его продукты распада будут доминировать в тропосфере. Долгоживущие продукты RaD, RaE и RaF тем или иным образом будут выводиться из атмосферы, и оседать на поверхность земли. В среднем по земному шару активность этих продуктов должна быть равна средней активности U^{238} в почве, из которой выделяется радон.

Радий и торий в момент образования находятся в атомарном состоянии, причем известно, что большинство атомов обладает положительным зарядом, что используется для улавливания продуктов распада с помощью отрицательно заряженной проволоки. Поскольку радон и торон α -активны, их положительный заряд трудно объяснить. Кроме того, заряженные атомы должны нейтрализоваться и, возможно, перезаряжаться в результате рекомбинации с легкими ионами. Похоже на то, что продукты распада ведут себя как легкие ионы и образуют молекулярные группы с водой, кислородом или какими-то другими газами-трассерами, по крайней мере, до тех пор, пока они несут на себе электрический заряд. Эти первичные частицы обладают высокой подвижностью и, быстро соединяясь с частицами аэрозоля, образуют так называемые вторичные

частицы. Такой процесс наиболее важен для явления естественной радиоактивности.

Чемберлен и Дайсон (Юнге, 1965) рассматривая поведение продуктов распада торона, показали, что большая часть атомов ThV оседает на аэрозольных частицах. Лишь небольшая доля их существует в виде первичных частиц, для которых коэффициент диффузии равен $0,05 \text{ см}^2/\text{сек}$. Подобные значения коэффициентов, по-видимому, будут характерны и для первичных частиц радоновой цепочки или для изотопов, образующихся при воздействии космических лучей на атмосферные газы. Такая величина коэффициента молекулярной диффузии соответствует частицам с радиусом около $5 \times 10^{-8} \text{ см}$, что равно удвоенному радиусу молекул воздуха. Именно такое значение коэффициента диффузии и соответствующий ему размер частиц указывают на то, что здесь мы имеем дело с группами молекул, а не с отдельными атомами.

Лассен и др. (Юнге, 1965) провели детальное изучение захвата первичных частиц аэрозольными частицами в процессе диффузии. Ранее для этого использовалась теория коагуляции Смолуховского (Юнге, 1965), согласно которой скорость захвата определяется выражением:

$$(dn/dt)_r = 4\pi knn_r dr$$

где k – коэффициент диффузии первичной частицы, n – концентрация первичных частиц; $n_r dr$ – концентрация аэрозольных частиц с радиусами между r и $r+dr$.

Это выражение указывает на линейную зависимость скорости захвата от радиуса r , но для аэрозольных частиц, радиусы которых малы по сравнению со средней длиной свободного пробега первичных частиц, можно было бы ожидать и пропорциональности r^2 .

Лассен и др. подтвердили эти теоретические рассуждения точными экспериментами. Они изготовили два типа аэрозольных частиц с радиусами от 0,04 до 5,0 мк, смешали их и пропускали сквозь них торон в течение 10 мин так, чтобы было достигнуто радиоактивное равновесие. Опре-

делив скорость увеличения активности этих двух типов аэрозолей, за счет захвата первичных частиц, они сопоставили ее со своими теоретическими выводами. Соответствие было вполне удовлетворительным.

Применяя полученные выводы к атмосферным аэрозольным частицам с распределением по размерам n , характеризующим частицы с радиусами между $r_1 < r_2$, можно вычислить следующие параметры:

- а) среднее время жизни первичной частицы t ;
- б) отношение активности вторичных частиц к активности первичных;
- в) распределение вторичной активности по размерам частиц в случае, когда период полураспада меньше, чем период полувыведения аэрозольных частиц из атмосферы. Величина последнего колеблется от нескольких дней до нескольких недель, в зависимости от высоты, на которой аэрозольные частицы находятся в тропосфере.

Согласно теории Смолуховского, 85 % активного вещества приходится на частицы с радиусом от 0,018 до 0,18 мкм с максимумом около 0,06 мкм.

По теории Лассена (Юнге, 1965) соответствующими цифрами будут 0,03 и 0,3 мкм, а максимум приходится на частицы с радиусом 0,09 мкм. Эти два распределения радиоактивности по размерам не очень сильно отличаются друг от друга и свидетельствуют о том, что основная масса радиоактивности сосредоточена на частицах с радиусами около 0,1 мкм или чуть меньше. Ясно, что в континентальных воздушных массах частицы с радиусами больше 0,3 и меньше 0,02 мкм играют соответствующую роль как носители короткоживущей естественной радиоактивности. Для морского аэрозоля, по-видимому, следует ожидать смещения максимума в сторону частиц меньших размеров.

Главный результат данных исследований состоит в том, что основное количество радиоактивного вещества приходится на частицы радиуса 0,1 мкм в интервале радиусов от

0,015 до 0,5 мкм. Таким образом, при дальнейших исследованиях можно считать, что аппроксимация Лассена в настоящее время является наилучшей.

Эти предположения не согласуются с фактическими данными, так как концентрация радона при переходе от континента к океану уменьшается в 100 раз, и, следовательно, можно ожидать значительных флуктуаций содержания радона при прохождении воздушных масс различного происхождения. Вымывание аэрозоля осадками зависит от количества осадков и от высоты. В соответствии с этим можно ожидать, что значения расчетных параметров, полученные этим методом, будут отличаться от истинных в два-три раза.

Измерения содержания RaF в дождевой воде, сделанные Кингом и др. (Юнге, 1965.) явились косвенным подтверждением значительной продолжительности жизни аэрозолей. Эти данные указывают на то, что содержание RaE над материками и над океаном, в отличие от радона, в северном полушарии различается не более чем в 2 раза. Следовательно, время жизни аэрозоля должно быть большим по сравнению с периодом полураспада радона, равным 3,8 дня.

Бэртон и Стюарт (Юнге, 1965) измерили также содержание RaF на различных высотах и нашли, что отношение RaF/RaD растет от 0,13 вблизи земли до 0,65 на высоте 14 км в нижней стратосфере из-за недостаточно интенсивного вымывания. Отсюда можно оценить возраст стратосферного воздуха, который может колебаться от 170 до 220 дней в зависимости от величины отношения Rn/RaD в воздушных массах, проникающих в стратосферу. Эта оценка времени обмена примерно согласуется с аналогичной величиной, полученной по измерениям радиоактивных продуктов деления.

14.4. Метеорологические аспекты радиоактивного загрязнения

Одним из источников радиоактивного загрязнения природных сред являются ядерные взрывы, в результате которых возникают и распространяются радиоактивные продукты. В начале 60-годов на огромных территориях земного шара увеличилось количество радиоактивных глобальных выпадений, формирующихся в результате оседания из атмосферы долгоживущих продуктов взрыва, куда они были заброшены при испытании мощных ядерных устройств.

В последние десятилетия в мире произошли атомные аварии: на атомной станции в Уйндкейле (Великобритания), дважды на хранилищах атомных предприятия. На Южном Урале, на атомной станции Три-Майл-Айленд (США), а 26 апреля 1986 года произошла авария на четвертом блоке Припятской АЭС, построенной и эксплуатируемой в 18 км от Чернобыля. Эта авария вошла в историю ядерных катастроф как глобальная авария на Чернобыльской АЭС, приведшая к радиоактивному загрязнению огромных территории, эвакуации 200 тыс человек и облучению многих людей.

Естественный радиационный фон для человека, проживающего на уровне моря, составляет 200 мбэр (0,2 бэра). В результате выше описанных событий, сопровождающих «атомную эру» человечества поверхность нашей планеты стала более радиоактивной. В местах дополнительного облучения от ядерных загрязнений поле излучений стало сравнимым с фоном естественного природного облучения, а в ряде мест существенно превышает фоновые величины. Возникла новая волна озабоченности населения. Людей стали интересоваться не только уровни облучения непосредственно после аварии или испытаний, но и длительное действие малых доз облучения на человека.

Рассеяние радиоактивных примесей определяется стратификацией, турбулентностью, направлением и скоростью ветра и другими параметрами атмосферы,

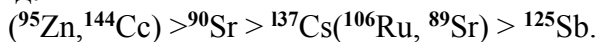
Если направление ветра по высотам постоянно, то выпадения из разных частей облака суммируются и получается осредненный изотопный состав выпадения. В случае если с высотой происходит поворот ветра, частицы одного и того же размера из разных частей облака способны образовывать отдельные загрязненные участки на местности. В результате может образоваться как бы несколько радиоактивных следов.

Скорость вымывания частиц осадками зависит от размера аэрозольных частиц атмосферы, от их вида, интенсивности и продолжительности осадков. Неравномерность выпадения радиоактивных продуктов в процессе их выпадения на земную поверхность может быть связана с неодинаковым вымыванием частиц разных размеров из атмосферы. Частицы размерами менее 10-20 мкм со скоростями, тождественными скоростям вертикальных движения (≈ 1 см/сек), осаждаются на земную поверхность при турбулентном движении воздушных масс, или за счет вымывания осадками.

Глобальные сухие осаднения составляют в среднем 15-20 % от общего состава осаднений. Количество мокрых выпадений чаще всего растет с увеличением количества и повторяемости осадков. Установлено, что наиболее эффективно удаляют радиоактивные частицы морозящие, продолжительные дожди.

По расчетам Ю. А. Израэля (1996) для частиц размером 0,1-1,0 мкм отмечается резкое уменьшение коэффициента вымывания аэрозольных частиц в зависимости от продолжительности и повторяемости дождей. Этим, в частности, можно объяснить различия доз излучения на местности при наличии и отсутствии осадков.

По интенсивности вымывания изотопы, связанные с частицами глобальных выпадений могут быть ранжированы в следующий ряд:



Это обуславливается различной дисперсией частиц, на которых закрепились различные изотопы. Случается, что изотопный состав дождевых проб в начале дождя отличается от изотопного состава средней дождевой воды.

В процессе изменения размеров частиц и скорости их вывода из атмосферы может участвовать их коагуляция с естественными аэрозолями. Этот эффект и, следовательно, фракционирование радиоактивных изотопов, способен усиливаться интенсифицирующим влиянием на осадки наветренной стороны хребтов.

14.5. Локальные и глобальные выпадения радионуклидов

По времени и расстоянию от источника радиоактивные выпадения по Ю.А. Израилю (1996) можно условно разделить на ближние (локальные, с протяженностью в сотни метров), дальние (на расстоянии нескольких десятков и сотен км), промежуточные, полуглобальные (тропосферные, длящиеся до 1-2 недель) и глобальные (тропосферные и стратосферные), длящиеся многие недели, месяцы и даже годы.

Локальные выпадения. Если иметь в виду продолжительность радиоактивных выбросов, то примером локального и впоследствии дальнего радиоактивного тропосферного выпадения может служить авария на Чернобыльской АЭС. Здесь в первый момент выброса образовалось радиоактивное облако, а затем из зоны разрушенного реактора длительно (примерно в течение 2-х недель) выходила струя газообразных (летучих продуктов), которые при осаждении формировали ближнее и дальнее радиоактивные загрязнения местности.

В реакторе РМБК-1000, который взорвался на Чернобыльской АЭС, содержалось 1500 мКи. Напомним, что источник активностью 1 Ки на расстоянии 1 м создает мощность дозы 1 Р/ч. Сопоставляя эти величины, можно ориентировочно оценить радиационную обстановку, обусловленную активной зоной при таком состоянии реактора.

Грубый расчет показывает, что не только вплотную к незащищенной зоне, но и в десятках метров от нее мощность дозы гамма-излучения превышала тысячи рентген в час. Это означает, что незащищенный ядерный реактор был смертельно опасен для человека. Именно поэтому вскоре погибли пожарники, героически тушившие горящий битум на крыше машинного зала ЧАЭС вблизи взорвавшегося реактора.

В смысле радиационной опасности для населения в развитии Чернобыльской аварии различают три стадии. Первая стадия – выброс смеси летучих продуктов деления из реактора; вторая стадия – поступление изотопов (особенно йода) по пищевой цепочке «вода – трава – корова – молоко»; третья стадия – употребление продукции сельского хозяйства с загрязненной почвы. На первой стадии – в образующемся радиоактивном облаке или шлейфе сначала доминировали радиоактивные благородные газы, т.е. практически не улавливаемые радиоизотопы криптона и ксенона и мощное – излучение за счет короткоживущих нуклидов.

Изотопный анализ радиоактивного загрязнения местности осуществлялся при аварии ЧАЭС и в последующее время мобильными средствами – с самолетов и автомашин, а также путем лабораторного анализа проб, отобранных наземными методами, которые с высокой точностью позволяют обнаружить и измерить α , β , и γ –излучения.

Нетривиальный характер источника радиоактивности, включение в выброс все новых и новых порций радионуклидов в сочетании с неоднородной метеорологической обстановкой (постоянно меняющееся направление ветра)

привели к весьма сложным по структуре и изотопному составу зонам загрязнения внешней среды относительно места аварии (г. Припять).

Исследование результатов излучений выявило значительную пятнистость зон загрязнения. Это было обусловлено особенностями метеорологической обстановки – непостоянством характеристик ветра и выпадением в ряде районов, примыкающих к месту аварии, интенсивных дождевых осадков, усиливавших локальное выпадение радиоактивных продуктов.

Вторая стадия радиационной опасности – поступление в организм радиоактивного йода через пищевую цепочку, что было особенно опасно для детей. В случае аварии на ЧАЭС проблема радиоактивного йода была обострена тем, что дата выброса радиоактивных продуктов совпала с полным развитием травяного покрова и с массовым выгоном скота на естественные пастбища.

Радиоактивное загрязнение распространилось по всему умеренному поясу планеты, однако оно не было высоким относительно естественного фона. Об этом свидетельствует, например, поступление радиоактивных продуктов в организм жителей Москвы в период обсуждаемой аварии: оно составило 0,02 мКи, т.е. было существенно меньше предела ПДК равного 12мКи. Суммарная доза облучения не превысила 0,24% ПД (Сивинцев, 1991).

На третьей стадии ядерной аварии главную опасность непосредственно в 60-километровой зоне ЧАЭС для людей представляло внутреннее переоблучение. Последнее было обусловлено попаданием радионуклидов в тело человека на первой и второй стадии и дополнительные внешние, а также внутренние облучения от контакта с загрязненной почвой, сельскохозяйственными угодьями, потреблением с них продуктов питания. Для защиты населения от этих источников радиационной опасности регулярно проводилось оперативное γ -спектроскопическое обследование и районирование загрязненности территории. При дозах ^{137}Cs

около 15 Ки/км² запрещалось содержание скота и его выпас, при превышении доз более 40 Ки/км² принималось кардинальное решение о переселении жителей в безопасные районы.

Глобальные выпадения. Радиоактивные глобальные выпадения возникают и формируются после отдельных аварий и групп испытаний взрывов в течение многих недель, месяцев и даже нескольких лет. Дальним выпадениям в начале присуща еще довольно определенная связь с источником загрязнения. Затем они прослеживаются на многие сотни и тысячи километров от места взрыва в тропосфере и стратосфере.

Особенностью глобальных выпадений является смешанность в стратосфере высокодисперсных частиц и радиоактивных продуктов от различных экспериментов и взрывов. Ниже приводится описание глобальных выпадений на примере самых долгоживущих и, следовательно, наиболее радиационно-опасных радионуклидов ⁹⁰Sr и ¹³⁷Cs. Приведенные данные относятся к 60-м годам, т.е. ко времени их максимального накопления перед подписанием Московского договора о запрещении испытаний ядерного оружия в атмосфере, космическом пространстве и под водой (1963г.).

По данным научного комитета ООН по действию атомной радиации со времени начала испытаний ядерного оружия и до 1963г. было выброшено в атмосферу $19,3 \cdot 10^6$ Ки изотопов стронция (⁹⁰Sr) и $33 \cdot 10^6$ Ки изотопов цезия (¹³⁷Cs). При равномерном распределении этого количества изотопов по земной поверхности в 1970 г. должны были бы наблюдаться следующие средние уровни загрязнения северного полушария: ⁹⁰Sr – 31 мКи/км², ¹³⁷Cs – 53 мКи/км². В ряде районов реальные уровни загрязнения отличаются от этих средних значений за счет местных климатических особенностей.

После прекращения ядерных взрывов в СССР и США в 1963 г. радиоактивные выпадения продолжались за счет

радиоактивного распада и стока более ранних загрязнений в крупные реки, моря и океаны. Сказанное иллюстрируется данными о средних уровнях загрязнения территории бывшего СССР в разные годы (табл.14.2).

Таблица 14.2.

Средние уровни загрязнения территории бывшего Союза ССР

Годы	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1970
^{137}Cs (1)	86	97	108	87	84	84	86
^{90}Sr (2)	44	56	54	53	44	43	43
Rn (1)/(2)	1,95	1,73	1,93	1,64	1,91	1,95	2,0

Среднее значение отношения изотопов $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$ равно 1,85. Для полосы территории бывшего СССР между 20° и 70° с.ш., средний запас ^{90}Sr (по измеренным данным) составил 40 мКи/км². Используя отношение 1,85 получим, что средняя концентрация (запас) ^{137}Cs на 1963 г. равен 74 мКи/км², что весьма значительно.

В пространственном распределении загрязнения изотопом ^{137}Cs можно выделить ряд климатогеографических закономерностей:

1. В целом для уровней загрязнения характерна широтная зональность.

2. Повышенные уровни загрязнения приурочены к системам горных хребтов, где проявляются эффекты макромасштабных орографических влияний, в том числе на количество выпадающих осадков.

Среди элементов в таблице 14.2 следует особое внимание обратить на радионуклид радон (Rn). В таблице Менделеева он находится среди замыкающей группы инертных газов, отличающихся нулевой валентностью. Полное отсутствие природных химических соединений этих газов обусловлено структурой их электронной оболочки, невозможной при обычных условиях. Поэтому при попадании в

организм человека радон не взаимодействует с жидкостями или тканями, не концентрируется в каких-либо органах. Для оценки радиобиологических последствий можно считать, что радон (при распаде на α -частицы) воздействует на верхние дыхательные пути человека. Однако простейшие расчеты показывают, что этот вклад в дозу внутреннего облучения человека пренебрежительно мал.

Иное дело дочерние продукты распада радона. Выбросив α -частицу, ядро радона превращается в ядро другого излучающего радиоактивного элемента – полония (Po), обладающего положительным зарядом. За полонием следует также и последующие цепочки радиоактивных распадов из радона вплоть до стабильного изотопа свинца. Таким образом, из инертного газа радона за 10-100 сек. возникает легко вдыхаемый тонкодисперсный аэрозоль. Иными словами радиационная опасность вдыхаемой смеси радона (при прочих равных условиях) более чем на 95% обусловлена аэрозолями его дочерних продуктов.

Основными источниками радона в атмосфере, внутри производственных и жилых помещений является родоначальник радиоактивного семейства – уран. В свою очередь, один из дочерних продуктов его распада, радий порождает газ радон.

Количественное сопоставление источников радиации убедительно свидетельствует о том, что основным источником выделения радона в жилищах является почва. Поскольку радон – газ, более тяжелый, чем воздух, его концентрация в подвальных помещениях выше, чем на других этажах многоэтажного дома. Здесь, чтобы не впасть в радиофобию, напомним, что концентрация 55-40 Бк/м³ в 4–5 раз ниже, рекомендованной Международной комиссией радиационной защиты в качестве допустимой в сооружениях и жилых помещениях.

Концентрация радона в наружном воздухе невелика: хотя среднему содержанию радия в грунте соответствует годовое поступление радона в атмосферу в количестве тысяч

мКи, турбулентное перемешивание приземного слоя воздуха приводит к низкому содержанию – всего 5-10 Бк/м³. Эти значения постоянны. Даже в одной и той же местности наблюдаются и меньшие и большие величины: почва «выдыхает» радон с различной скоростью в зависимости от ряда факторов. Прежде всего, на это влияет атмосферное давление, повышение которого снижает выход радона. Такой же эффект и дождевой влаги, которая закрывая поры в грунте, уменьшает коэффициент радиоактивного обмена, тогда как сухая жаркая погода способствует радоновыделению. В то же время, сразу после дождя концентрация радона и его дочерних продуктов в приземном воздухе может сначала сильно уменьшиться, а затем возрасти. Причина этого захват и вымывание радиоактивных аэрозолей каплями дождя из более высоко расположенных слоев атмосферы и последующее выделение радона из воды.

Повышенные концентрации радона могут принести с собой и воздушные массы из районов со значительным содержанием урана в грунте. Такая вариация радоносодержания в воздухе одна из причин изменчивости показаний любого дозиметра в одной и той же точке наблюдений естественного радиационного фона.

Интересно также отметить, что растрескивание горных пород, напрягающихся перед извержением вулкана или землетрясением, и обусловленный этим скачок радоновыделения – важное радиометрическое средство прогнозирования этих стихийных явлений (Исаев, 2001). Хотя вследствие указанных причин атмосферная концентрация радона и продуктов его распада может варьировать в десятки тысяч раз, достигая экстремальных значений, вблизи открыто разрабатываемых месторождений.

Приведенные выше данные, в сопоставлении с допустимыми концентрациями радона во вдыхаемом воздухе, не внушают опасений. Тем не менее, в относительно редких случаях среди источников радоновыделения доминирующим оказывается радиоактивность строительных ма-

териалов. Их бесконтрольное применение может привести к недопустимой радиационной обстановке в жилищах.

14.6. Вымывание радионуклидов осадками на территории Абхазии

Наиболее вероятными естественными источниками радиации на территории Абхазии могут быть изотопы углерода (C^{14}), попадающие в атмосферу с поверхности земли и радиоактивный радон, просачивающийся через трещины в земной коре.

Наблюдения за содержанием радионуклидов – источников β -излучения в атмосферных осадках проводятся в Абхазии с 2002 г.

Контроль радиоактивности приземной атмосферы на территории г. Сухум нами производится путем анализа проб осадков.

Информация о радиоактивности воздуха включает в себя данные о суммарной бета-активности ($\Sigma\beta$), в атмосферных осадках.

Пробы атмосферных осадков анализируются в лаборатории СФТИ пос. Агудзера Гулрыпшского района.

Несмотря на ограниченный объем экспериментальных данных, отмечается определенная закономерность в распределении радиоактивных элементов в осадках. Среднемесячные значения не превышают ПДК (для атмосферных осадков – 40 Бк/л), характерной особенностью является сезонная изменчивость: максимальные значения радиоактивности \bar{A}_β достигаются летом и составляют 18,24 Бк/л (среднее) (рис.14.2).

Летний максимум объясняется активизацией поступления радона из почвы в сухую и жаркую погоду и концентрацией его в приземном слое атмосферы. Дополнительным фактором, усиливающим этот процесс, является дефицит осадков в летнее время в течение длительного периода и их общий минимум в это время года.

Весной выпадает умеренное количество осадков, поэтому систематическое вымывание радионуклидов осадками не позволяет накопиться последним в значительных количествах в атмосфере $\bar{A}_\beta = 12,54$ Бк/л (рис.14.2).

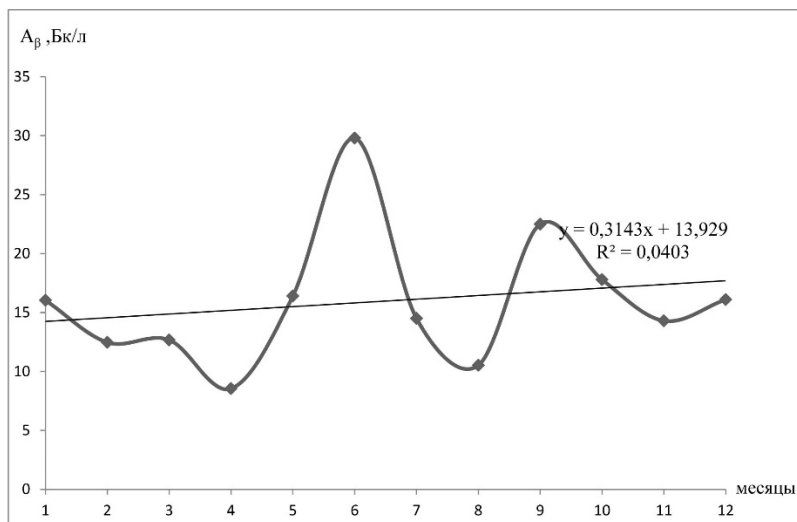


Рис.14.2.Годовой ход суммарной β -активности атмосферных осадков 2002 – 2014гг, г. Сухум

В зимний период радионуклидов с осадками выпадает больше, чем весной $\bar{A}_\beta = 14,87$ Бк/л, что объясняется эффективностью вымывания их из атмосферы твердыми осадками.

В осенний период в связи с активизации воздушных масс концентрация радионуклидов составляет примерно столько же как в летний период $\bar{A}_\beta=18,20$ Бк/л (рис.14.2).

Характер радиоактивного загрязнения природной среды и его изотопный состав в значительной степени определяются процессами, протекающими в атмосфере. На практике рассеяние радиоактивных примесей определяется стратификацией, турбулентностью, направлением и скоростью их пространственного распределения – параметрами

направления и скорости ветра, однако процесс этот сложный и установить количественные связи не всегда удается.

Следует отметить, что иногда вторжением на территорию Абхазии воздушных масс, содержание радионуклидов, изменчиво и носит случайный характер. Влияние этих процессов на концентрацию радионуклидов местного происхождения не представляется возможным выделить. Их влияние может приводить как к увеличению концентрации радионуклидов в осадках, так к их разбавлению.

Максимальные значения концентраций радионуклидов (превышающих ПДК) в отдельных пробах атмосферных осадках на территории г. Сухум представлены в табл. 14.3.

Таблица 14.3.

Данные по β -радиоактивности и интенсивности осадков, г. Сухум 2002-2014 гг.

Дата	Суточное количество осадков, мм.	Направление переноса	β -радиоактивность, Бк/л
27.06.2002 28.06.2002	9,2	СЗ	57,40
29.06.2002 30.06.2002	12,3	СЗ	72,60
16.10.2006 17.10.2006	41,8	СЗ	59,80
05.06.2009	3,7	Ю	205,7
18.12.2009 19.12.2009	10,3	Ю	82,0

К повышению концентрации радона может привести адвекция воздушных масс из районов со значительным содержанием урана в грунте.

Скорость поступления радона из почвы во многом зависит от метеорологических факторов, прежде всего на него оказывает влияние атмосферное давление, повышение которого снижает выход радона. Аналогичный эффект создает и дождевая вода, которая закрывая поры в грунте,

уменьшает коэффициент поступления радона в атмосферу, тогда как сухая и жаркая погода способствует выделению радона.

Интенсивность вымывания радионуклидов атмосферными осадками обратно пропорциональна их количеству. Морозящие осадки интенсивностью 5 мм/сутки на порядок эффективнее вымывают радиоактивные аэрозоли, чем ливневые осадки.

Глава 15. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ НА УРОЖАЙНОСТЬ СУБТРОПИЧЕСКИХ КУЛЬТУР

Влияние засухи на растения проявляется в зависимости от времени ее наступления. Исходя из этого, различают три типа засухи: весеннюю, летнюю и осеннюю.

Весенняя засуха характеризуется обычно низкой относительной влажностью (в полдень до 8 – 12%). Эта засуха иногда сопровождается сильными ветрами. В районах выращивания зерновых, весенняя засуха, иссушая верхний слой почвы, замедляет прорастание и ослабляет всходы яровых культур. Засуха обуславливает образование меньшего количества колосков в колосе, а у озимых культур уменьшает число побегов в период кущения. Яровые культуры повреждаются этой засухой больше, чем озимые, имеющие уже хорошо развитую корневую систему.

Летняя засуха проходит на фоне высокой температуры и низкой относительной влажности воздуха, иссушает почву, резко снижает прирост вегетативной массы, обуславливает засыхание листьев, снижает фотосинтетическую деятельность растений, вызывает щуплость зерна, приостанавливает прирост клубней и корнеплодов, способствует опаданию завязи и плодов в садах и т.п. Она обычно оказывает значительно большее отрицательное воздействие на растения, чем весенняя.

Осенняя засуха развивается уже на фоне менее высокой температуры воздуха. Она опасна для озимых культур. Нередко из-за осенней засухи озимые не высевают.

На территории Абхазии виноград предъявляет повышенные требования к теплу. Так, для позднеспелых сортов необходимая сумма температур составляет 3600°, а для раннеспелых – 2800°, т.е. на 200-300° больше, чем в других виноградарских районах России. Это объясняется более влажным климатом Республики, но одновременно территория Абхазии отличается повышенным радиационным режимом за вегетационный период, что в значительной

мере компенсирует повышенную влажность. Особенно благоприятными для виноградарства являются более сухие и освещенные северо-западные районы республики.

Учитывая, что различные высотные зоны получают разное количество сумм прямой солнечной радиации и сумм активных температур, в основу определения производственного направления виноградарства должны быть положены именно агроклиматические ресурсы территории. Так, прибрежная зона, где продолжительность периода с температурой выше $+10^{\circ}$ составляет 250 дней, а сумма температур за это время $4100-4500^{\circ}$, обладает благоприятными условиями для сортов с очень поздним периодом созревания винограда, предгорная зона (соответственно $210-240$ и $3600-4000^{\circ}$) для сортов позднего и среднего созревания, горная (соответственно $180-200$ дней и $2800-3300^{\circ}$) для раннего периода созревания.

Кукуруза в Абхазии является традиционной продовольственной культурой не только для сельского населения, но и для значительной части городского населения. Известно, что кукуруза как теплолюбивая культура хорошо развивается, когда ее сев совпадает с устойчивым переходом через $+10^{\circ}$. Такой устойчивый переход на территории Абхазии в среднем наступает в конце марта и продолжается до второй половины ноября. Высокая солнечная активность, наблюдающаяся на побережье Абхазии и недостаток влаги в летний период, понижает урожайность кукурузы.

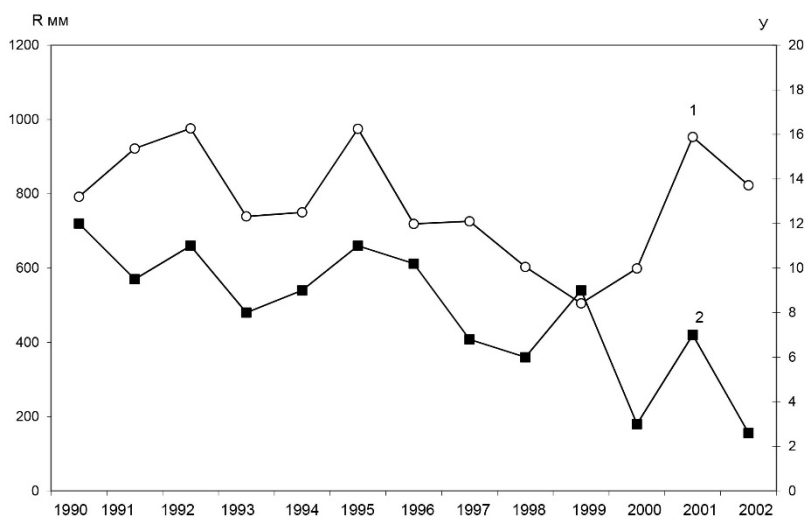
Дефицит влаги летом также отрицательно сказывается на росте и развитии цитрусовых культур. Теплая и влажная осень напротив, растягивает сроки вегетации. Ясно, что в таких условиях, цитрусовые не в состоянии достаточно быстро подготовиться к зиме и повреждаются даже при незначительных ранних заморозках. В результате цитрусоводческие хозяйства несут большие потери.

На территории Абхазии имеются благоприятные почвенно-климатические условия для получения высококачественных сельскохозяйственных культур. Одним из сель-

скохозяйственных культур, выращиваемых на территории Абхазии, является табак.

Табак предъявляет большие требования к теплу. Самый высококачественный табак получается при температуре 25-28°, а температура 35° и выше отрицательно сказывается на жизнедеятельности растений, однако высокая относительная влажность (до 80% и более) может смягчить вредные воздействия высоких температур.

Сопоставительный анализ количества атмосферных осадков за вегетационный период (IV-IX мес.) и урожайности табака (ц/га) (рис. 15.1) показывает, что максимум атмосферных осадков соответствует максимуму урожайности табака.



*Рис.15.1. Зависимость урожайности табака от суммарного количества осадков в вегетационный период,
1 – осадки (мм), 2 – урожайность табака (ц/га)*

Табак очень чувствителен к низким температурам, в частности к весенним и осенним заморозкам. Листья табака повреждаются при 0°, гибель может наступить при -2-3°.

Потребность табака во влаге особенно высока после высадки рассады в поле. В засушливые периоды желательны поливы, т.к. недостаток влаги может привести к гибели растений. В период бутонизации – цветения расход воды табаком максимален, а в период созревания листов он значительно сокращается.

Следует отметить, что при неблагоприятных погодных условиях табак заболевает черной корневой гнилью. Эта болезнь интенсивно развивается при температуре 16-24° и высокой влажности почвы.

Для табака наиболее благоприятными являются легкоглинистые почвы с достаточным количеством гумуса.

Кукуруза является основной зерновой культурой Абхазии. Широкое распространение кукурузы в республике объясняется благоприятными почвенно-климатическими условиями.

Кукуруза – теплолюбивая культура. Требования кукурузы к климатическим условиям различны и определяются сортовыми особенностями.

По биологическим особенностям кукуруза относится к засухоустойчивым культурам, однако в отдельные периоды роста и развития недостаток влаги отрицательно влияет на урожайность, особенно в районах с повышенными температурами.

Наибольшие требования к ресурсам тепла и влаги кукуруза предъявляет в период, начинающийся примерно за 10 дней до выбрасывания метелки и заканчивающийся через 20 дней после цветения (июль – начало августа). В это время происходит усиленный рост вегетативной массы, развиваются мужские и женские цветки метелки и початки, идет репродуктивный процесс и формирование зерна. Недостаток влаги и высокие температуры в этот критиче-

ский период развития ведут к образованию стерильной пыльцы, череззерницы, плохой озерненности верхушек початков и др. Оптимальные условия создаются при температуре 22-24°, относительной влажности воздуха не ниже 50%.

В отдельные годы на территории Абхазии средние суточные температуры воздуха в июле часто превышают 25°, а суточные максимумы выше 30°. Условия влагообеспеченности в этих районах недостаточные. Такие запасы не могут обеспечить высокого урожая зерна.

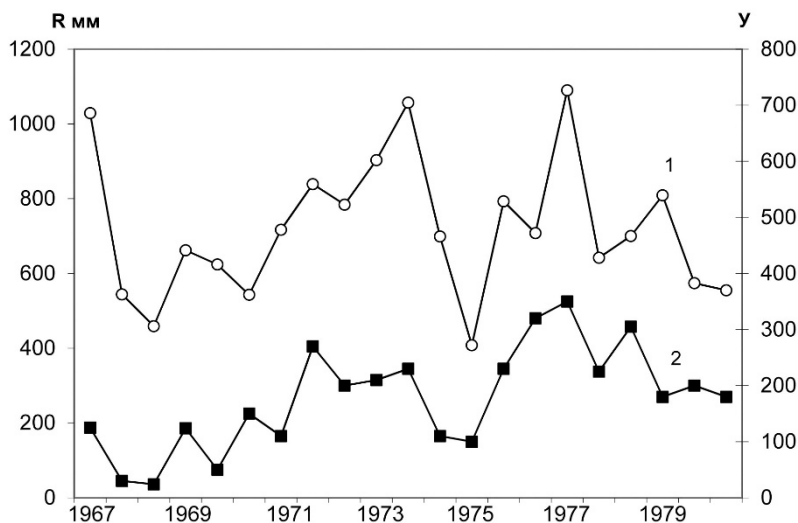
Период молочно-восковой спелости приходится на вторую половину лета (август – сентябрь) и продолжается 15 – 20 дней. В это время проходит спад температур воздуха, засушливый период продолжается, однако потребность кукурузы во влаге значительно снижается.

Цитрусовые занимают в сельском хозяйстве Абхазии одно из ведущих мест. Приморская полоса Абхазии, тянущаяся по побережью Черного моря с окаймляющей полосой холмов, является основной цитрусоводческой зоной. На этой территории значительные площади занимают мандарины, лимоны и апельсины. Промышленное значение имеет главным образом мандарин.

Профессор Г.Т. Селянинов (1961) считал, что цитрусовым за вегетационный период требуется сумма средних суточных температур не менее 4000°, по требованию к влаге они относятся к группе мезофитов муссонного типа, т.е. к растениям, обитающим в условиях более или менее достаточного увлажнения. Известно, что мандарин требователен к влаге в течение всего периода активной вегетации – от весеннего роста побегов до налива плодов. Весенняя и летняя атмосферные засухи отрицательно влияют на прирост побегов и усиливают осыпание завязей. Засушливая осенняя погода задерживает рост плодов, в результате чего они бывают мелкие.

Анализируя зависимость урожайности мандариновых деревьев от атмосферных осадков (рис.15.2) следует отме-

тять, что с увеличением атмосферных осадков увеличивается урожайность мандариновых деревьев (коэффициент корреляции больше 0,85).



*Рис.15.2. Зависимость урожайности мандаринов от суммарного количества осадков в вегетационный период,
1 – осадки (мм), 2 – урожайность мандаринов (ц/га)*

Мандарин почти без повреждения выносит кратковременные морозы -7 , -8° , более серьезные повреждения ему причиняют кратковременные морозы -9 , -10° . При понижении температуры воздуха до -11 , -12° мандарин гибнет полностью.

Мандарины начинают вегетацию в конце марта – первой половине апреля, при устойчивых средних суточных температурах выше 10° .

Наступление фазы разворачивания первых молодых листьев у мандарина отмечается в среднем в пределах 20 апреля – 20 мая.

Образование бутонов наблюдается с 19 апреля по 19 мая, начало цветения – с 9 мая по 3 июня, полное цветение мандарина, когда раскрыто большинство цветков на деревьях, наблюдается с 22 мая по 14 июня.

Обычно плоды мандарина бывают сформировавшимися 10-15 октября. Ускорение наступления фазы съемной спелости, плодов мандарина, в основном, зависит от погодных условий осеннего периода. Так, например, если наблюдается теплая погода с небольшим количеством осадков межфазный период проходит нормально, то съемная спелость плодов отмечается в первой половине октября. И, наоборот, когда наблюдается холодная с осадками осенняя погода, то созревание плодов затягивается до 10-15 ноября.

По средним многолетним данным созревание плодов мандарина происходит с 22 октября по 10 ноября. Так как мандарин наиболее перспективная и экономичная культура, то во вновь закладываемых цитрусовых садах он должен занимать до 70%.

Чай – одна из древнейших культур в мире.

В прошлом столетии чай в Абхазии являлся одним из важных сельскохозяйственных культур, в настоящее время объемы ее производства сократились.

Чайный куст – вечнозеленое лиственное растение, произрастающее на красноземных и подзолистых почвах. Заболоченные и избыточно увлажненные почвы для чая не пригодны. Растение чая предъявляет свои особые требования к температуре, влаге и свету.

Потребность чая в тепле определяется суммой температур за их вегетационный период, необходимой для нормальной вегетации. Чай начинает вегетировать с наступлением устойчивого перехода температуры воздуха через 10°C и прекращает вегетацию при этой же температуре.

Чай может расти и давать определенный урожай при сумме активных температур за период вегетации 3200°C и более, к тому же, чем больше сумма температур, тем больше продуктивность чайных кустов.

Наибольшие требования во время вегетации растения чая предъявляют к влаге. Для них необходимо около 100-120 мм осадков за месяц и не менее 800 мм – за вегетационный период.

Из рисунка 15.3. видно, что максимум атмосферных осадков соответствует максимуму урожайности чая. Выпадение осадков менее 50 мм в месяц, особенно, в мае-июле значительно понижает урожайность, несмотря на то, что за весь период вегетации сумма осадков составила не менее 800 мм (Турманидзе, 1978).

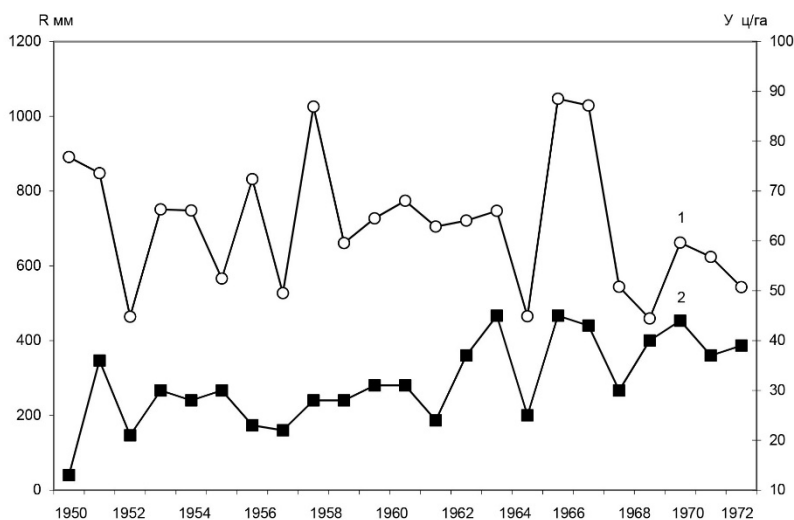


Рис. 15.3. Зависимость урожайности чая от суммарного количества осадков в вегетационный период, 1 – осадки (мм), 2 – урожайность чая (ц/га)

В прибрежных районах для формирования первой половины годового урожая чая особо важны осадки апреля-мая. Этот период для чая является критическим по отношению к влаге.

Урожай чая находится в прямой зависимости от влагообеспеченности, вернее, от нормального распределения

влаги. В случае неравномерного распределения осадков влаги не хватает для нормального развития растений чая.

В некоторых районах, особенно в периоды действия фёнов, растения чая страдают от недостатка влаги, и в это время (в середине мая и в июне, а также в июле и августе) плантации чая нуждаются в искусственном орошении.

Полученные к данному времени знания о коэффициенте увлажнения и его влиянии на агроценозы Абхазии дают возможность сделать следующие выводы.

Среднегодовое значение относительной влажности в прибрежной зоне составляет 80-85%. Минимум влажности наблюдается в марте, июле, декабре; максимум – в мае, июне.

Распределение годовых коэффициентов увлажнения на территории Абхазии в основном повторяет распределение годовых сумм осадков. За последние десять лет в прибрежной низинной зоне избыточное увлажнение наблюдается осенью, а недостаточное увлажнение наблюдается летом.

Из-за неблагоприятного баланса влаги в прибрежной зоне Абхазии наблюдается засуха, максимум распределения приходится на июль месяц. Засуха может длиться до двух месяцев и приобретать критический характер.

Наблюдающееся на территории Абхазии за последние десять лет уменьшение количества летних осадков вызвало уменьшение урожайности агроценозов.

За вековой период летние засухи наблюдались в Абхазии при значениях ГТК < 1 каждые 5-6 лет. В последнее десятилетие самыми засушливыми были 1997г. (ГТК $< 0,8$) и 2001г. (ГТК $< 0,8$).

Сравнительный анализ ГТК г. Сухум и г. Сочи за летний период (1990-2003 гг.) показал, что в Сочи наблюдаются относительно большие значения и большие амплитуды колебаний ГТК, чем в Сухуме. При этом тренды среднемесячных температур, показывающие существенное их повышение, и отрицательные тренды осадков за последнее десятилетие практически совпадают.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Устойчивость биосферы определяется состоянием её компонентов: атмосферы, гидросферы, литосферы и биоты. Атмосфера – воздушная оболочка Земли, как любой внешний покров, осуществляет защитные функции. Она предохраняет нашу планету от проникновения в ее пределы различных космических тел.

Солнечная энергия, поступающая на Землю, создает саму возможность жизни. Но ее доза тоже во многом определяется атмосферой. Не будь ее, днем Солнце раскаляло бы земную поверхность до 100°C , а ночью ледяной Космос выстуживал бы ее до -100°C . 200-градусный перепад суточных температур намного превышает возможности к выживанию большинства, если не всех, нынешних форм земной жизни.

Атмосфера регулирует и такие важнейшие параметры в жизни всего живого, как температура, влажность, давление.

Рассмотрев различные функции атмосферы Земли, можно сделать однозначный вывод, что жизнь на Земле без этой воздушной оболочки была бы невозможна. В то же время становится уже свершившимся фактом глобальный процесс атмосферного загрязнения. Целый ряд естественных явлений сопровождается загрязнением – вулканизм, выветривание, отмирание растительности и др. Однако антропогенное загрязнение атмосферы преобладает над естественным, и это соотношение непрерывно возрастает.

Изменения в атмосфере ученые связывают главным образом с изменением концентрации второстепенных газов, таких, как диоксид углерода, оксид азота, диоксид серы, озон, фреоны и др.

Автотранспорт дает 37 % всех загрязнений атмосферы, промышленность – 32 %, на прочие источники приходится 31 %.

Человек своей деятельностью способен существенно, хотя и неосознанно, воздействовать на атмосферу, вызывая тем самым изменения в цепочке каждодневных погодных ситуаций, образующих в своей совокупности климат. Как известно, ряд газов – CO_2 , водяной пар, метан, фреоны, озон и др.- создают так называемый *парниковый эффект*. Благодаря существованию в атмосфере парниковых газов, средняя температура поверхности Земли на 33°C выше той, которая была бы при их отсутствии.

Увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере приводит к повышению температуры на поверхности Земли, к потеплению климата. Огромный вклад в парниковый эффект вносит CO_2 . Источниками поступления углекислого газа в атмосферу служат: увеличение объемов сжигания углеводородного топлива, вулканическая деятельность, дыхание растений, животных, разложение органического опада.

Как показали новейшие исследования российских ученых, биота Земли начала активно поставлять углерод в атмосферу, увеличивая, а не уменьшая загрязнение окружающей среды, производимое промышленными предприятиями.

Ученые связывают это с переэксплуатацией первичной биологической продукции человечеством (10 % вместо пороговой величины 1%). Нарушение действия принципа Ле Шателье-Брауна вызывает повышение глобальной температуры, что приводит к ускорению химических процессов, процессов обмена веществ. Их ускорение ведет не к сопротивлению изменениям в окружающей среде, а к быстрой самодеструкции биосферы.

Средний темп увеличения глобальной средней температуры в течение следующего столетия составит примерно $0,3^\circ\text{C}$ за десятилетие. Такого быстрого увеличения температуры не наблюдалось за последние 10 тыс лет. К середине XXI в. средняя температура нижних слоев атмосферы повысится примерно на 3°C .

В соответствии с модельными исследованиями наибольшее потепление должно быть характерным для приполярных широт, где превышение температур над современными может достигнуть 10°C. Изменится и влажность различных регионов. В результате изменений температур и влажности условия для ведения сельского хозяйства в некоторых районах ухудшатся. При потеплении климата усилится циклоническая деятельность, возрастут сила и частота образования тайфунов и штормов.

Глобальное потепление приведет к повышению уровня Мирового океана на 50 -65 см, в первую очередь за счет таяния ледников суши, а также увеличения объема воды в верхнем слое Мирового Океана (в результате так называемого термического расширения).

Кислотные дожди – глобальная экологическая проблема. Накопление в атмосфере оксидов серы и азота ведет к образованию там серной и азотной кислот, их солей и выпадению кислотных дождей.

К природным источникам, способствующим возникновению кислотных дождей, относят вулканическую деятельность, грозовые разряды и молнии, биогенные выделения. По оценкам ученых, во всем мире только в результате вулканической деятельности ежегодно выделяется 4 – 16 млн т сернистых соединений.

Антропогенные источники вносят основной "вклад" в загрязнение атмосферы диоксидом серы и оксидами азота. Ежегодно в атмосферу поступает значительное количество диоксида серы, оксида азота. Так, на каждого жителя СССР в конце 80-х – начале 90-х гг. приходилось 90 – 100 кг диоксида углерода.

Сера содержится в таких полезных ископаемых, как уголь, нефть, железные и другие руды. Поэтому сернистый газ образуется при сжигании угля, нефти, добыче и переработке цветных металлов.

Кислотные дожди наносят ущерб лесам планеты. В Западной Европе количество пострадавших лесов достигло в

последние годы 30 %, а местами 50 %. Только в Западной Германии более 1500 га вечнозеленых лесов Баварии погибло за последние пять лет главным образом из-за выпадения кислотных дождей. В России более 600 тыс га лесных массивов, расположенных в зоне вредных выбросов промышленными предприятиями, находятся в состоянии полного или частичного высыхания. При воздействии кислотных дождей леса высыхают, развивается суховершинность. Кислота увеличивает подвижность алюминия в почвах, который токсичен для мелких корней, и приводит к угнетению листвы и хвои. Эти симптомы часто сопровождаются вторичными поражениями от насекомых и болезней деревьев.

Экологические последствия климатических изменений в Абхазии

В Абхазии систематические наблюдения на гидрометеорологической сети были начаты в 1904 году. За время наблюдений можно отметить два периода: первый, с общим понижением температуры атмосферного воздуха с 1904 по 1993 годы и, второй, период с резким потеплением с 1994 по 2016 годы.

По данным ВМО самым тёплым на планете за последние 150 лет был 2000 год, в Абхазии самым тёплым был 2010 год.

Согласно последним публикациям относительно глобального потепления климата можно констатировать следующее: рост темпов потепления климата в Абхазии с 1994 года сопровождался быстрым увеличением межгодовой изменчивости; в многолетних изменениях среднегодовой температуры появились выборочные признаки явлений потепления необратимого характера.

Как и в глобальной ситуации, среднегодовой тренд температуры в прибрежной зоне Абхазии в существенной ме-

ре формируется за тёплый период, за счёт повышения летне-осенних температур.

Внутригодовое распределение осадков оказывает значительное влияние на формирование растительного покрова. С другой стороны, выработанный в течение многолетнего периода годовой ход осадков, взаимодействуя с природой и окружающей средой, способствует формированию и развитию того или иного типа ландшафтов. Именно в результате взаимодействия многообразных форм ландшафтов и режима осадков формируется в Закавказье различные типы их годового хода:

Годовое количество осадков и их географическое распределение по территории Абхазии зависит от близости Черного моря, направления господствующих воздушных масс и разнообразия рельефа. Воздушные массы, приходящие со стороны моря, являются наиболее влажными и в зависимости от условий рельефа дают осадки. Наоборот, воздух, спускающийся с горных хребтов, обычно сухой не способствует выпадению осадков.

На Абхазском побережье Черного моря по данным Н. С. Куфтыревой и др.(1961) годовая сумма осадков составляла в среднем 1400 мм. В последние десятилетия, при общем положительном тренде, с 1994 по 2016 год осадки увеличились до среднего значения равного 1836 мм. Максимальное значение (3500 мм) отмечалось в 2016 г., а минимальное (1203) наблюдалось в 2000 г.

Своеобразно распределяются осадки по сезонам года. В этом отношении имеется большое различие между северной и южной частями побережья и между низменной и высокогорной зонами.

В северной части побережья (Гагрский район) максимум осадков приходится на зиму – 342 мм, что составляет 26,7% годовых; почти такое же количество выпадает осенью. Летние осадки составляют около 20% годовых.

Самое большое количество дней с осадками приходится на весну (43 дня), причем число дней со снегом незначи-

тельное. В горных районах значительное количество осадков выпадает в виде снега.

С 1994 года наблюдается увеличение среднегодового количества осадков. Кроме того, произошла значительная трансформация сезонного распределения атмосферных осадков. Летние суммы осадков существенно не изменились, примерно на 25-30% возросли осенние суммарные осадки. Увеличились периоды без осадков в летние месяцы, обуславливающие засуху. В отдельные дни выпадают до 150 или даже 200мм в сутки. В 2016г. (в декабре) месячная сумма осадков составила 470 мм.

Изменение режима выпадения осадков приводит к повышению вероятности осенних паводков на реках Абхазии, следствием чего являются разрушения берегоукрепительных сооружений, смыв обрабатываемых земель и затопление населенных пунктов. Кроме того, сохранение этой тенденции приведет к развитию экзогенных процессов связанных с оползневыми и селевыми явлениями в предгорной и среднегорной зонах непосредственно примыкающих к основным линиям коммуникаций и к населенной зоне страны. Следует обратить особое внимание на явление подтопления низинных районов страны имеющих хозяйственно важное значение, такие как Пицундская низменность.

Реализация хозяйственной деятельности и экономическое развитие этих территорий потребует дополнительные затраты на программы формирования систем предупреждения и ликвидации последствий экзогенных явлений (оползни), а также эффективных мелиоративных систем на приморских аллювиальных низменностях.

Проекты строительства и размещения объектов промышленной инфраструктуры и жилой застройки должны проходить экологическую экспертизу с учетом прогноза развития этих явлений.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 1
Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанциям Абхазии

Таблица 1.1
Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Маяк г. Сухум

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Головая
1904	3,3	9,6	8,2	11,5	15,4	20,2	24,7	22,2	20,3	17,6	11,7	5,3	14,2
1905	5,2	5,1	8,4	12,3	16,1	21,1	23	23,4	21,1	19,4	14,4	6,4	14,7
1906	6,4	8,1	10,6	12,6	19,8	21,8	23,8	22,6	18,5	16,2	11,5	10,5	13,2
1907	4,7	5,8	8,1	11,6	17,2	22,6	24,1	22,8	18,3	16,1	9,9	7,6	14,1
1908	4,2	6,6	8,4	12,4	15,1	21,4	23	25,2	22,4	16	10,6	6,6	14,3
1909	4,3	7,4	11,1	11,1	18,4	19,9	25,8	24,6	23,4	19,1	15,9	10,1	15,9
1910	6,9	8,8	9	13,7	18,1	21,6	25	23,1	20,2	16,4	16	8,2	15,6
1911	3,5	1	6,4	12	19	20,2	23,7	23,9	19,5	15,7	13,3	10,1	14
1912	7,2	8,3	11,2	11,5	15,4	20,9	21,9	22,9	22,9	16,2	12,9	7	14,9
1913	5,1	3,4	9,1	12,8	16,8	19,4	22,9	24,5	21,4	14,9	12,2	9,4	14,3
1914	6,6	8	12,1	11,7	17,6	20,5	23,8	23	19	15,4	10,5	8,4	14,7
1915	12,7	9,5	10,2	12,9	14,5	20,3	23	23,1	19,2	18	13,2	10	15,5
1916	6,1	7,2	12,9	14,7	17,8	22,2	24,3	23,8	19,4	16,1	14	10,8	15,8
1917	8,2	5,3	10,9	15,8	14,9	19,4	24	23,2	20,3	16,3	14,3	7,9	15
1918	6,9	5,9	9,4	12,4	16	16,7	22,7	23,2	22,2	20,3	13	10,3	15,1
1919	9,6	8,8	10,8	13,6	16	18,9	22,3	22,3	21,7	20,9	13,9	10,2	15,8
1920	6,6	3,4	9,8	15,1	17,2	22	23,3	25,8	20,3	13,7	6,5	5,9	14,1
1921	5,7	3,9	7,1	12,8	19	21,3	23,8	24,3	17,8	13,4	11,7	6,9	13,9
1922	7,7	6,9	10,2	13,8	18,4	21,3	24,9	23,6	20,2	17,4	13,6	8,9	15,6
1923	7,9	8	10	12,2	18,6	23	24,9	21,7	21,9	16,3	14,1	10,9	15,7
1924	8	5,7	11,2	12,5	18,6	24,5	23,5	24,7	22,5	16	11,9	5,6	15,4
1925	2	8,1	11,6	12,3	18,5	19,8	22,8	24,1	21,1	16,8	13,1	10	14,9

1926	7,9	6,8	9	13,3	17,9	22,2	23,8	23	18,1	16,8	13,6	10	15,2
1927	5,7	4,9	10	12,9	16,9	22,2	23	23,5	21,7	19,1	12,5	6,7	14,9
1928	6,7	4	6	15	17,4	19,3	23,3	21,5	20,5	14,7	14,1	9,2	14,2
1929	6,7	2,9	4,1	10,9	18,7	20	22,4	26,8	20,7	17,8	13,6	8,7	14,4
1930	7,2	5,9	10,4	14,1	18,3	19,1	23,4	24,3	20,6	16,7	12,5	9,1	15,2
1931	7,4	8,1	10,6	10,3	17,4	22,1	24,3	23,3	21,7	15,9	9,6	4,4	14,6
1932	4,4	2,9	9,3	11,8	16,9	22,3	20	23,5	20,3	19,5	11,5	6,7	14,2
1933	4,6	7,3	7,5	10,7	21,1	18,8	22,3	24,5	20	15,8	11,2	5,7	14,2
1934	6,3	4,9	11,3	12,6	19,8	20,4	23,4	22,5	19,3	16,3	11,9	6,9	14,5
1935	6	6,1	7,1	12,6	17,3	21,1	22,4	24,2	22,2	18	11,4	10,9	14,9
1936	7	7,6	9,8	13,2	17,2	19,7	24,5	25	18,1	16	12,8	7,1	14,8
1937	4,2	6,7	11,5	13,6	17,8	18,5	24,9	24,6	23,4	17,4	12,8	11,3	15,7
1938	6,9	5,1	5,5	11,5	17,3	19,8	25,8	25,8	21,9	16,5	11,9	9,4	15
1939	8,2	6,1	8,8	18	18,1	22	23,2	23,5	19,8	16,2	10,6	8,7	14,7
1940	4,3	7,3	7,2	13,6	15,7	21	24,1	25,1	19,7	15,7	13,4	8,8	14,7
1941	6,3	9,9	7,4	14,4	17,8	21,7	23,7	21,9	19,4	13,5	9,2	4,3	14,1
1942	4,5	8,2	5,4	10,4	15,3	21,1	22,3	23,8	19,7	16,4	11,7	7	13,8
1943	5,9	4	5,2	11,2	17	19,6	22,3	23,9	19,6	16,4	13,8	8,6	13,9
1944	5,6	8,1	10,1	18,3	15,3	20,9	22,7	22	22	17,2	12,9	7,4	14,6
1945	7,6	3,4	5,7	9	16,1	19,2	22,6	22,3	19,7	13,7	10,8	6,5	13,1
1946	4,5	6,5	8	11,1	17,1	21,2	22,1	24,3	21,7	13,3	11,9	8,4	14,1
1947	5,1	7,8	11,2	12,5	17,8	21,8	24,4	21,8	18,6	13,7	12,3	10,4	14,7
1948	8,8	7,2	4,6	11,8	16,9	22,4	24	24,3	19,3	14,3	12,3	4,6	14,2
1949	4,2	2,4	8	8	17,3	21,2	23	22,8	18,5	14,5	12,8	7,9	13,3
1950	1	4,1	8	16,9	18	19,8	22	22	21,5	21,2	16,6	12,1	15
1951	7	6,5	11,8	14,4	17,5	20,8	22,9	23,3	19,7	11,7	11,8	6,3	14,5
1952	6,8	7	6,3	12,1	15,5	18,7	23,1	24,2	19,4	18,2	12,1	10,3	14,8
1953	8,6	6,7	5,5	12,1	16,6	22,1	23,4	23,8	18,2	15,6	6,3	4	13,6
1954	4,6	4,4	7,9	10,1	12	24,1	24,7	24,6	20	17	13,7	10,2	15,1
1955	8,4	10,5	9	12,5	16,5	20,7	23	22,7	20,8	19	12,5	7,6	14,9
1956	7,5	6,2	5,8	12,9	14	19,4	21	23,7	17,4	14	8,5	5,8	13,1

1957	3,7	8,2	7	13,6	18,2	21,1	23,5	26,3	22,8	16,4	11,8	10,2	15,2
1958	8,3	7,7	9,3	19,9	18,7	20,2	21,3	22,7	18,8	14,9	10,7	8,3	15
1959	9	1,2	6,6	12,9	15,6	20,2	24,1	22,7	16,6	12,1	11,9	10,6	13,7
1960	8,4	6,3	7,7	11,8	18,7	19,1	23,1	21,1	19,7	17,8	14	11,4	14,6
1961	6,1	6,7	6,6	13,3	18	21,6	22,5	23,3	17,3	15,6	12,8	10,3	13,3
1962	7,5	6,9	11,9	12,7	17,3	20,6	23,6	24,1	20,4	16,5	14,8	10,3	15,3
1963	7,6	9,6	6,8	11,2	15,8	19,8	23,5	23,3	20,5	15,9	11,8	7,1	14,4
1964	1,6	6,4	8,7	12	14,6	21,8	22,1	21	19,6	15,6	11,1	9,2	13,6
1965	6,2	5,9	9,3	11,6	17	21,2	22,9	23,1	20,1	12,8	11,5	10,1	14,3
1966	11,2	9,8	10,6	14,7	17,3	18,9	24,2	24	19,5	19,3	16,6	10,8	16,4
1967	6,7	4,1	7,8	12,1	16,9	18,7	21,7	22,1	19,4	17	12	7,9	13,9
1968	5,2	6,2	8,1	14	19,4	19,4	22,2	22,2	21,5	15,9	14,9	8,6	14,8
1969	6,3	6,5	8,6	11,5	16,3	22,4	21	22,9	19,8	13,7	11,6	10,4	14,3
1970	7,9	9,4	11,1	15,2	17,3	19,7	23	22,1	19,4	13,9	12,4	6,4	14,9
1971	9,1	6,1	10,2	12,2	17,9	19,7	23,2	23,6	22,2	14,1	11,4	5,8	14,6
1972	2,5	5,9	7,2	15,8	16,8	22,7	24,2	25,3	20,4	17,6	11,1	5,5	14,6
1973	3,8	9,1	8,2	12,3	15,9	19,5	22,4	21,3	19,2	16,3	8,9	6,1	13,6
1974	4	7,5	9,3	10,6	16,4	20,6	21,9	22,2	19,5	20	12,7	8,5	14,4
1975	5,7	4,6	9,3	16,2	17,7	22,9	23,8	23,1	19,8	14,7	10,9	6	14,6
1976	4	2,7	6,8	13,6	14,8	19,6	21,6	21,8	18,9	15,1	12,9	9,2	13,4
1977	4,6	10	8,4	13,2	16,8	19,9	22,6	22,5	19,9	12,9	12,3	6,4	13,3
1978	6,3	8,4	10,8	11,8	15,9	18,6	22,7	21,2	20,3	16,4	9,2	7,8	14,1
1979	6,8	7,2	10,5	13,5	18,5	21,7	22,1	26,2	21,1	15,6	13,2	7,7	15,3
1980	5	6,1	8,6	11	16	20,5	24,3	22,8	18,4	19,8	12,2	10,1	14,2
1981	8,8	7,8	8,7	10,4	14,4	20,4	24,4	23,5	20,8	17,9	10,6	11,3	15,7
1982	6,2	5,5	7,6	13,3	16,7	19,8	21,3	22	20,7	15,6	9,8	7,3	13,8
1983	3,5	6,8	7,6	13,3	17,1	20,5	23,4	22,4	19,7	15,3	10,8	8,2	14
1984	8,1	6,4	9,8	12,4	16,3	19,8	22,4	21,1	21,7	16	11,4	5,6	14,2
1985	7,6	2,5	6,8	11,3	17,9	19,9	21,1	24,5	19,3	14,3	13,1	6,8	13,8
1986	7,7	7,6	8,2	13,3	14,3	21,3	23,8	25,9	22,5	15,7	9,7	6,5	14,7
1987	6,3	7,6	6,4	10,1	15,7	19,7	23,5	22,7	18,9	14,7	11	7,3	13,7

1988	4,7	6,4	9,3	12,1	15,3	20	23,9	23,8	19,6	16,7	8,8	7,7	14
1989	2,9	5	8,9	14	16,5	20,4	23,1	24,3	20,3	15,6	10,9	6,1	14
1990	4,7	6,6	7,3	12,4	15,3	19,7	23,6	22,9	20,7	15,8	13,3	9,1	14,3
1991	5,3	4,8	7,6	11,1	15,8	20,8	24,6	20,2	19,8	18	11,8	7,1	14,1
1992	1,7	2,2	8	11,3	15	21,2	21,9	23,6	18,9	15,6	9,8	5,2	12,9
1993	5,3	5,6	8,0	11,0	15,9	20,3	23,1	23,1	20,1	15,6	11,1	7,0	14,0
1994	5,4	5,5	8,0	10,6	15,8	20,3	23,1	23,2	20,2	15,8	11,1	7,0	14,0
1995	7,5	8,6	11,6	12,9	18,4	22,4	24	24,0	21,4	15,4	11,7	6,5	15,3
1996	5,5	4,1	8,1	16	18,4	19,1	24,3	23,6	19,6	15,5	12,6	10,3	14,7
1997	5,4	4,0	5,4	12,6	17,7	21	23,2	23,3	17	16,5	16,8	8,6	14,2
1998	5,5	4,1	4,1	16	18,4	23,3	24,2	25,1	19,4	15,9	12,4	7,5	14,2
1999	8,5	8,9	12,7	14,6	16,6	22,1	25,9	25,7	21,4	12,3	10,5	9,5	15,7
2000	5,5	6,8	8,5	17,7	16,4	20,5	25,7	26,2	22	17,6	12,6	9,6	15,8
2001	7,3	8,1	12,8	14,6	17,2	21,6	27,2	28,9	21,6	15,9	12,1	8,7	16,3
2002	6,1	8,5	10,9	12,4	18,5	22,0	26,5	24,9	22,8	17,8	13,1	5,0	15,7
2003	7,8	6,4	7,0	11,0	18,5	20,8	24,1	25,3	22,3	19,0	12,3	9,3	15,3
2004	9,7	7,6	10,6	13,9	17,2	21,7	24,2	25,8	21,9	17,8	12,8	8,2	16,0
2005	7,8	8,0	7,7	13,2	18,2	20,1	25,5	25,7	20,4	16,2	12,7	10,1	15,5
2006	5,6	7,2	11,00	13,2	17,2	23,5	23,4	27,5	22,2	18,6	11,4	7,4	15,7
2007	7,2	7,4	9,6	11	20,4	24	25,7	27,1	23,9	19,5	12,4	8,2	16,4
2008	4,8	5,2	12,4	16,2	16,9	22,1	25,5	27,2	22,8	18	14,2	9,3	16,2
2009	7,2	10,7	11,8	12,8	17,5	24	26	24,2	21,7	19,6	13,7	11,8	16,8
2010	10,0	11,0	10,5	14,2	19,7	25,8	28,9	29,7	25,5	17,6	16,1	14,4	18,6
2011	8,3	5,6	9,4	11,4	16,2	21,8	25,4	25	21	15,3	7,5	8,2	14,6
2012	5,9	4	4,8	13,9	19,4	23,6	25,3	25,2	22,8	19	13,9	9,4	15,6
2013	7,1	9,7	9,7	13,6	20	22,3	23,3	24,1	19,3	14,9	13,5	5,5	15,3
2014	7,7	8,2	11,2	13,5	19,2	22,4	26	26,5	22,1	16,5	10,3	10	16,1
2015	7,1	8,5	9,8	10,7	17,1	22,8	24,2	26,6	24,7	16,9	11,9	6,9	15,6
2016	5,5	9,2	10,2	14,1	16,9	22,9	26,7	26,8	20,5	15,9	11,1	4,6	15,4

Таблица 1.2

Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Гагра

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1904	1	10,1	8,3	11,3	15,2	20,3	24,3	23,8	20,9	18	12,5	7	14,7
1905	4,6	5,7	10,2	12,6	15,6	21,1	24,1	24,8	21,5	20	15,4	7,7	15,3
1906	6,1	9,4	10,7	13	19,7	22,4	23,7	23,3	19	15,8	12	11,8	15,6
1907	7,6	6,5	8,2	11,3	16,1	22,8	24	24,9	19,3	16,8	10,8	9	14,8
1908	5,5	7,7	8,7	12,5	17,1	21,7	23,8	25,4	22,4	16,5	11,5	7,5	15
1909	5,8	7,7	11,2	11,2	17,9	20,2	25,3	24,7	23,8	19,6	15,2	10,8	16,1
1910	5,2	8,1	9,6	13,7	18,7	19,9	25	22,2	20,2	16,3	14,5	8,6	15,2
1911	8,2	2,2	7,1	11,7	18,2	20,1	23,7	24,5	19,5	15,9	13,4	9,9	14,4
1912	4,9	8,5	10,9	11,5	15,5	20,6	21,8	23,1	22,5	16,4	12,8	7,4	14,7
1913	7,2	4,4	8,9	12,7	16,6	19,4	23,1	25,1	21,4	15,1	12,4	10	14,7
1914	5,8	3,8	11,9	11,3	16,1	20,9	23,7	23,3	19	15,7	10,3	8,1	14,2
1915	7,4	9,1	10,6	12,3	14,5	20,1	23,1	22,4	19,1	16,9	13	10	14,9
1916	13,2	7,6	12,1	13,8	17,6	21,1	23,7	23,4	19,3	15,4	13,9	10,4	16
1917	7,3	5,1	10,9	16	16,3	19,8	24	23,2	20,3	16,4	14,3	7,4	15,1
1918	6,4	5,6	9,3	13	16,5	18,6	22,7	23,2	22	19,5	13	9,5	14,9
1919	8,3	8,3	10,8	14	16,5	19,6	22,4	22,3	21,6	19,9	13,9	9,4	15,6
1920	6,2	3,3	8,2	15,4	16,7	21	23,3	25,6	20,3	14,4	6,6	5,6	13,9
1921	5,5	3,8	6,8	13,3	17	20,7	23,8	24,2	18,1	14,2	11,7	6,5	13,8
1922	6,9	6,5	10,1	14,2	16,9	20,7	24,8	23,6	20,2	17,2	13,6	8,3	15,3
1923	7,1	7,6	9,9	12,8	16,9	21,4	23	24,8	21,6	16,4	14,1	10,1	15,5
1924	7,2	5,4	11,2	13	16,9	22,1	23,5	24,6	22,3	16,2	12,1	5,3	15
1925	2,9	7,6	11,6	12,9	16,9	20	22,8	24	21	16,8	13,1	9,3	14,9
1926	7,1	6,4	8,9	13,8	16,8	21,1	23,8	23	18,3	16,8	13,6	9,3	14,9
1927	5,5	4,7	9,9	13,4	16,6	18,7	23	23,5	21,6	18,6	12	6,3	14,5
1928	6,2	3,9	5,7	15,3	16,7	19,8	23,3	21,6	20,5	15,2	14,1	8,5	14,2
1929	6,2	2,9	3,7	11,6	16,9	20,1	25	26,6	20,7	17,6	13,6	8,1	14,4

1930	6,6	5,6	10,3	14,5	16,8	19,7	23,4	24,2	20,6	16,7	12,5	8,4	14,9
1931	6,7	7,6	10,5	11,1	16,7	21	24,2	23,3	21,6	16,1	9,7	4,3	14,4
1932	4,6	2,9	9,2	12,4	16,6	21,1	20,2	23,5	20,3	18,9	11,5	6,3	14
1933	4,7	6,9	7,3	11,4	17,3	19,6	22,4	24,4	20	16	11,2	5,4	13,9
1934	5,9	4,7	11,3	13,1	17,1	20,3	23,4	22,5	19,4	16,4	11,9	6,5	14,4
1935	5,7	5,8	6,8	13,1	16,7	20,6	22,5	24,1	22	17,7	11,4	10,1	14,7
1936	6,4	7,2	9,7	15,9	16,7	20	24,4	24,9	18,3	16,2	12,8	6,7	14,9
1937	4,6	6,4	11,5	14	16,8	19,4	24,8	24,5	23,1	17,2	12,8	10,4	15,5
1938	6,4	4,9	5,1	12,1	16,7	18,7	24,7	24,9	21,8	16,3	12,2	10,1	15,1
1939	8,5	6,5	9,3	11,3	20,9	22,9	22,9	23,3	19,6	16,7	11	9,7	15,2
1940	5,3	7,7	8,1	12,6	20,1	23,5	23,5	24,2	19,3	16,2	13	10,1	15,3
1941	7,1	10,5	7,8	13,6	20,6	22,9	22,9	21,6	19,1	14,1	9,8	5,1	14,6
1942	5,3	8,5	5,3	9,8	20,4	22,2	22,2	23,9	20,1	16,4	13	7,5	14,6
1943	7,3	4,6	5,3	11,2	19,1	21,4	21,4	23,5	19,9	18	14,1	9,2	14,6
1944	6,3	9,7	10,9	11,5	20,2	22,6	22,6	21,9	20,4	17,2	13,6	8,5	15,5
1945	8,4	3,9	5,9	8,8	18,8	22,6	22,6	22,7	19,9	13,6	11,1	7,1	13,8
1946	5,2	7,7	8	10,1	20,7	22,1	22,1	23,3	21,1	14,1	12,1	8,3	14,6
1947	5,8	7,6	10,8	11,2	20,8	24	24	21,7	18,7	13,7	12,6	10,9	15,2
1948	9,7	8,3	5,1	10,8	21,7	22,4	22,4	23,9	19,6	13,9	8,9	5,1	14,3
1949	4,4	2,8	8,5	8,9	19,6	22,1	22,1	22,5	18,9	14,3	12,5	8,4	13,8
1950	1,7	4,1	7,6	16,2	18,8	22,2	22,2	21,5	20,7	14,9	12,5	9,5	14,3
1951	7,7	6,5	11,7	13,6	20,8	23	23	24	19,5	12	11,7	6,6	15
1952	7,5	7,5	9,1	11,7	18,3	22,6	22,6	23,8	21,3	17,7	13,4	10,9	15,5
1953	9,3	8	5,9	11,6	21,6	23,2	23,2	23,9	18,5	15,2	6,7	5	14,3
1954	4,4	4,4	7,4	9,4	21,6	24,3	24,3	24,1	20,7	16,4	13,2	10,5	15,1
1955	9	11,7	8,4	11,8	20,1	23,1	23,1	22,8	21	17,7	13,2	8,1	15,8
1956	7,8	6,5	6,2	12,2	19	21,2	21,2	23,6	17,7	13,2	9,5	5,7	13,7
1957	4	7,9	7,1	13,7	20,6	23,1	23,1	24,9	22,8	15,5	11,9	10,1	15,4
1958	8,2	8,1	9,3	12,3	19,8	21,6	21,6	22,5	18,7	14,9	9,8	8,3	14,6
1959	9,7	2,1	6,3	12,8	20,1	24,1	24,1	23,5	16,7	11,5	11,9	9,7	14,4
1960	9,3	7,3	7,5	11,2	20	23	23	21,3	19,5	16,7	13,7	10,1	15,2

1961	5,9	7,5	7,6	12,9	21,6	22,8	22,8	23,3	17,7	14,8	12,8	10,6	15
1962	7,3	7,5	12,6	12,8	20,1	23,7	23,7	23,9	20,3	16,2	13,6	11,8	16,1
1963	8,6	9,8	7,3	10,9	19,8	23,6	23,6	23,2	20,4	15,2	11	8,7	15,2
1964	2	6,5	8,6	12	21,6	22,2	22,2	21,2	19,5	13,7	11,3	9,3	14,2
1965	6	6,9	8,7	11,7	15,7	20,6	23	23,1	19,9	12,9	12,8	10,3	14,3
1966	6	7,6	10,7	14,4	16,8	19,3	24,2	24,4	19,7	17,4	15,2	11,5	15,6
1967	6	7,7	7,5	11,5	16,7	18,1	22,1	22,6	19,5	16,2	12,3	10,3	14,2
1968	5,7	7,7	8,6	12,6	18,8	19,1	21,9	22,2	19,9	13,5	12,5	9,1	14,3
1969	6	6,1	8,3	11	15	21,5	21,3	22,8	21	15,7	10,3	11,5	14,2
1970	8,2	10,2	11,7	14,5	17	19	23,7	22,4	19,4	14,6	12,8	7,4	15,1
1971	7,8	6,8	10,7	11,9	16,9	19,7	23,2	23,6	22	14	12,2	7	14,7
1972	3	5,6	7,4	14,5	16,6	22,7	24,4	25	20,3	17,7	11,4	5,6	14,5
1973	4,5	10,2	8,2	11,7	15,3	19,3	22,3	21,4	18,8	16,8	9,5	6,5	13,7
1974	4,1	7,5	8,7	10,7	15,8	20,1	22,1	22,3	19,1	18,9	12,4	9	14,2
1975	6,4	5,5	9,1	15	16,7	22,5	24	23,3	20	14,6	11,6	6,4	14,6
1976	5,2	3	6,5	13,1	14,7	19	22,5	22	18,6	14,8	11,6	9,8	13,4
1977	4,5	10,5	8,2	13,1	15,4	19,7	22,4	22,8	19,7	12,5	12,3	6,7	14
1978	6	9,4	10,6	11,6	15,7	18,4	22,5	21,1	19,7	15,7	9,4	8,6	14,1
1979	7,6	8	10,3	13,1	18,3	21,4	22,1	24,7	20,3	15,5	13,2	8,3	15,2
1980	5,7	5,8	9,1	11,5	16	20,2	24,1	22,6	18,1	14,2	12,8	10,5	14,2
1981	9,6	8,6	9	10,2	14,6	20,4	23,9	23,5	20,6	17,6	11,1	13	15,2
1982	6,5	5,3	7,8	13,5	16,5	19,4	21,5	22	20,8	15,3	9,3	7,5	13,8
1983	4,3	7	8,2	13,2	16,8	20,1	23	22	19,2	14,8	11	7,9	14
1984	8,8	7,1	9,9	12,2	16,3	19,7	22,2	20,9	20,8	14,9	11,9	5,8	14,2
1985	7,8	3,3	6,7	11,3	17,2	19,2	20,4	23,9	18,7	13,7	13	6,7	13,5
1986	8,5	7,9	7,9	13,4	14,1	20,5	23,1	24,8	21,8	14,7	9,1	6,9	14,4
1987	7,1	7,7	6,7	10,3	15,2	19,3	23,3	21,7	17,5	14,2	10,5	7,4	13,4
1988	4,4	6,2	9,6	11,6	15	19,6	23,8	23,4	18,9	16	9,7	8,2	13,9
1989	3,6	5,4	8,7	13,8	16,3	19,8	22,9	23,9	19,6	15	11,4	6,5	13,9
1990	4,9	7	7,3	14,9	19,4	19,4	23,5	22,2	20,1	15,3	13,2	9,1	14,7
1991													14,3

Таблица 1.3

Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Ткуарчал

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовая
1940	2,8	6	6,2	13,5	15,1	20,1	22,1	23,2	18,2	15,3	9,5	7,6	13,5
1941	4,9	8,8	6,2	14,3	17,3	20,8	22,1	20,7	18,4	12,6	7,9	3	13,1
1942	2,8	7,4	4,5	9,9	15,5	20,6	20,6	22,1	18,8	15	10,9	5,5	12,8
1943	4,5	2,6	4,3	10,6	16,1	18,5	19,9	21,6	18,4	17,4	12,3	7,6	12,8
1944	4,2	6,7	10,2	11,5	14,1	20,2	20,9	20,3	19	16,3	11,8	5,9	13,4
1945	5,9	2,4	4,9	8,5	15,7	17,8	21,1	21,3	18,7	13	10,1	5,5	12,1
1946	3,4	5,6	7,1	10,9	16,8	20,1	20,4	23	19,7	12,2	11,5	7	13,1
1947	4	6,8	11,6	11,8	16,5	20,8	22,2	20,4	17,2	13	11,6	9,4	13,8
1948	7,8	6,6	3,4	11,2	17,1	21,3	21,6	22,3	17,8	13,3	8,4	2,9	12,8
1949	2,7	1,1	7	7,7	17,4	20,6	21,5	20,9	17,3	13,7	12,6	6,5	12,4
1950	-0,8	2,5	6,7	17	17	18,1	20,4	19,6	20,1	12,7	11,4	9,1	12,8
1951	5,4	5,4	11,5	14	16,9	19,4	21,6	22,9	18,3	10,4	10,9	5	13,5
1952	5,2	6,1	7,5	11,4	14,9	17,4	21,8	22,9	20,7	17,1	11	9	13,8
1953	7,2	5,7	4,2	11,9	16,1	20,6	21,6	22,4	17,6	14,4	5,3	2,2	12,4
1954	1,7	3,3	7,7	9,6	18	20,9	23,3	23,1	19,7	16,3	12,9	9,6	13,8
1955	7,6	9,7	8,4	12	16,3	19,7	22	21,8	19,8	17,8	11,3	5,7	14,3
1956	6,1	5,1	4,6	12,9	13,6	18,7	20,1	22,5	16,3	13	7,3	4,2	12
1957	2,2	7,2	6,4	13,7	17,9	20,3	22,2	23,4	21,6	14,5	10,1	7,7	13,9
1958	6,7	6,1	8,9	12	18,3	19,4	20,2	21,4	17,2	13,4	9	6,9	13,3
1959	7,7	-0,2	5,5	12,8	15,3	18,9	22,6	21,1	15	10,9	10,2	8,5	12,4
1960	7,1	4,7	7,2	11,4	16,5	18,8	21,8	19,9	18,6	16	12	9,1	13,6

1961	4,8	6,1	6,9	12,2	17,2	21,1	22,5	23,4	17,7	14,6	11,5	8,8	13,9
1962	5,2	5,9	11	12	17	19,4	22,3	22,7	19,1	15,2	12,9	9,5	14,4
1963	6,7	8,9	6	11	15,5	18,4	21,8	21,7	19,4	14,2	10,1	5,8	13,3
1964	-0,1	4,8	8	11,2	14,2	20,7	20,8	19,6	18,3	13,8	9,8	6,9	12,3
1965	4,2	5,1	8,4	11,3	16,9	20,1	21,4	21,5	18,5	11,2	10,5	8,4	13,1
1966	4,2	6,2	10,1	14,1	16,5	18,2	22,8	22,9	18,2	16,9	14,6	9,3	15,2
1967	5,1	6,2	6,6	14,1	17	17,7	20,2	21	18	15,6	10,3	8	13,1
1968	4	5,1	7,4	11,6	19	18,4	20,9	21,2	20,1	14,5	11,1	7,2	13,5
1969	4,5	5,1	8	13,4	16,4	21,9	19,9	21,7	18,2	12,3	10,1	9,4	13,2
1970	4,4	8,4	10,4	11,4	17,2	19,3	21	21,3	21,3	14,1	11,3	8,5	13,9
1971	7,2	5,2	10	15,2	17,8	18,6	22,1	22,1	22,1	12,7	10,2	4,6	13,6
1972	1,1	4,3	6,5	16,1	16,2	21,2	23,1	24,2	24,2	16,4	9,5	3,7	13,5
1973	2,3	7,9	7,1	11,8	15,6	18	21,4	20,2	20,2	14,9	8,1	4,9	12,6
1974	2,6	6,3	9	10,6	16,4	19,6	20,9	21,5	21,5	19,3	11,5	7,2	13,6
1975	4,5	3,5	8,6	16,5	17,9	19,4	22,9	22,3	22,3	13,4	9,9	4,6	13,5
1976	2	1,9	6,6	13,5	14,5	19	21,2	21	21	13,9	11,4	7,8	12,6
1977	3,2	9,8	8,1	13,5	16	19,5	21	21,4	18,9	11,4	11,3	4,9	13,2
1978	5	8,3	10,7	11,8	15,8	18	22,8	21,7	19,6	15,1	7,4	6,8	13,1
1979	5,9	6,5	10,6	13,3	18,9	20,7	20,7	24,3	19,7	13,9	12,4	6,4	14,4
1980	3,2	5,3	8,4	11,3	16,7	20,6	23,6	21,5	17,4	13,7	11,2	8,8	13,5
1981	7,5	6,6	8,1	10,7	13,9	19,9	22,9	21,7	19,7	16,7	8,9	10,1	13,9
1982	4,7	3,9	6,7	14,3	17,3	19,4	20	21,1	19,4	14,2	7,9	6,2	12,9
1983	1,7	5,7	7,2	13,3	17,3	20,1	21,9	20,3	18,3	14	9,6	6,9	13
1984	7,1	5,4	9,8	12,8	16,5	18,8	20,8	19,3	20,5	14,5	10,2	4,2	13,3

1985	6,8	1,3	6,6	12,1	18,8	19,7	19,7	23,3	17,7	12,9	12	5,3	13
1986	7,1	6,1	7,7	14,2	13,3	20	22,2	24,6	20,1	13,8	9,2	4,9	13,6
1987	4,8	6,4	5,8	10,3	17,4	19,2	22,5	21,9	18,1	13,1	10,5	6,3	13
1988	3,4	5,8	9,2	12,4	15,2	19,5	22,6	23,1	18,9	15,4	7,7	7,8	13,4
1989	1,4	3,8	9,2	15,7	16,9	20,5	21,5	23,4	19,9	14,4	9,5	4,5	13,4
1990	3,2	5,5	7,1	12,1	15,1	19,4	22,2	21,2	19,2	13,9	12	7,6	13,2

Таблица 1.4

Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Псху

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовая
1940					12,5	16,9	20,2	21,9	14,8	10,2	7,1	1,8	
1941	-1	1,9	1,9	10,4	13,4	18,1	20,1	17,7	15,2	7,8	3,3	-2,2	8,9
1942	-2,6	2,2	1,9	7,9	14	18,3	19,9	20,6					
1943			1,5	9	14,7	16,8	18,8	20,7	15,2	13,6	6,9	1,6	
1944	-2,2	0,5	2,9	8,9	12,5	17,9	19,5	18,4	16,4	11,6	7	0,4	9,5
1945	0,1	-1,8	1	4,4	13,1	16	19,7	18,7	15,2	8,2	4	-1,4	8,1
1946	-2,1	-0,2	3	7,3	14,5	17,2	17,7	19,3	15,9	7,8	6,3	1,8	9
1947	-0,3	1	7,7	10	14,9	18,9	20,9	17,3	14,2	7,9	5,2	2,7	10
1948	1	0,6	0,2	7,4	14,9	18,7	20,3	21	14,7	9	3,4	-2,8	9
1949	-2,6	-2,8	3,3	5,4	15	17,8	20,8	19,5	14,6	9,2	6,8	1,5	9
1950	-6,1	-2,4	2,1	12,2	15,5	16	18,9	17,5	16,7	8,4	5,3	3,1	8,9
1951	-0,8	0,7	7,6	12,2	13,8	17,9	19,4	19,7	14,6	6,8	5,8	-1,1	9,7
1952	-0,4	0,9	1,9	9,2	12,6	15,1	19,8	20,5	16,3	11,4	4,4	3,3	9,6
1953	1,3	0,4	0,2	8,1	14,2	17,7	19,8	19,6	13,3	10,2	-0,2	-2,9	8,5
1954	-3,6	-1,4	2,6	6,3	14,2	18	20,1	19,6	15,9	10,4	6,8	2,9	9,3
1955	1,5	3,3	5,2	9	14,4	18,1	19,2	18,4	16	12	6,4	-0,4	10,3
1956	-0,1	0	0,9	8	10,3	15,9	17,4	20,3	12,5	8,1	1,2	-2,2	7,7
1957	-3,1	1,8	2,5	11,3	14,8	17,5	20,4	21	17,6	10	5,4	1,9	10,1
1958	1	0,4	3,2	8,4	15,7	16,7	18,2	18,9	13,7	8,4	4	-0,9	9
1959	1,1	-4,3	2,7	8,6	13,9	16,3	20,3	18,2	11,1	6,6	5,7	2,2	8,5

1960	1,4	-0,5	3,5	9	14	16,8	19,6	16,6	14,7	10,7	6,3	1,9	9,5
1961	-1,4	0,7	2	9,5	14,3	18,3	18,7	18,9	12,8	9,2	5,5	2,3	9,2
1962	-0,4	1,2	5	9,9	13,9	16,7	21,3	19,5	15,4	9,8	7,2	2,4	10,2
1963	0,5	2,1	1,8	8,6	13,6	15,9	19,8	18,6	15,3	9,6	4,3	-0,9	9,1
1964	-5,8	-0,4	4,3	8,7	12,5	18,5	18,6	16,6	14,8	8,6	3,4	0,1	8,3
1965	-1,6	-0,5	3,7	6,8	13,2	17,9	19,9	19,6	15,1	7,4	3,6	2,1	8,9
1966	0	0	6,2	10,6	13,7	15,9	21,3	20,2	14,7	1,3	8,6	7,1	11
1967	-0,6	0	3,5	8,7	14,3	15,1	17,7	18,6	14,2	10,8	5,4	2,2	10
1968	-1,5	-1,2	2,8	10,6	15,8	15,8	19,1	17,6	15	9,9	5,1	0,2	9,1
1969	-1,9	0,4	4,2	8,8	13,9	18,5	17,6	19,5	14,2	7,9	4,4	2,6	9,1
1970	-1,1	0,3	4,1	9,1	14,1	16,6	19	18,2	14,6	9,5	6,2	2,8	9,5
1971	-1	-0,1	5,2	9,9	15,3	15,7	20,7	18,7	17,2	7,6	4,2	-1,1	9,3
1972	-6	-0,3	3,2	11	14	18,1	20,8	20,4	14,7	11,5	4,4	-1,5	9,2
1973	-2,8	1,6	3,6	9,7	13,1	15,7	18,9	17,9	14,4	10,2	1,6	-2	8,5
1974	-2,6	1	5,4	7	13	17,6	18,9	18,9	13,7	12,7	5,1	1	9,3
1975	-1,6	0	3,1	11,9	14,5	18,8	20,5	19,2	14,6	8,9	4,1	-1,8	9,4
1976	-2,7	-3,3	1,5	7,7	11,9	15,4	17,8	18,9	13,2	9,5	6,1	1,5	8,1
1977	-2,5	3,5	5,1	10,1	14	16,6	18,7	18,5	14,4	6,8	5,2	-1,1	9,1
1978	-0,8	2,2	6,4	7,8	12,4	15	19,7	17,5	14,7	10,1	2,8	0,2	9
1979	-0,8	1,2	6	9,3	15,6	17,4	18,1	21,2	15,8	8,8	6,2	0,6	10
1980	-2,5	1,1	4,2	7,7	13,7	17,3	22,5	18,5	13,5	8,9	6	2,6	9,5
1981	1	1,5	4,4	7,2	12,2	17,9	20,5	18,7	16,1	11,3	3,3	2,7	9,6
1982	-1,8	0,2	2,3	10,3	14,7	16,1	18	17,8	15,2	8,7	2,9	-0,1	8,7
1983	3,3	0,7	-2,2	2	9,7	14,1	16,1	22,6	14,2	9,3	3,4	0,1	7,2

1984	1,5	1,8	5,2	9,2	13,8	16,4	19,9	16,7	16,1	9,3	4,9	-1,6	9,4
1985	-0,2	-3,6	1,5	9,7	15,8	15,9	17,3	20,1	13,5	8,5	6,1	-0,6	8,7
1986	-0,8	0,7	5,2	11,3	11,7	16,8	20,5	21,1	17,3	9,3	3,8	-0,7	9,6
1987	-0,5	0,5	1,3	5,6	13,1	17,2	20,5	18,1	13,6	8,9	4,3	0,5	8,6
1988	-2,1	0,8	2,9	9,7	12,4	16,2	19,8	19,4	13,9	10,4	1,6	0,1	8,8
1989	-3,5	-2	4,7	12	13,1	16,8	19,5	20,3	14,1	8,9	3,7	-1,2	8,9
1990	-1,1	1	3,6	8,6	13,5	16,7	20,6	18,2	15	9,5	6,4	1,4	9,5

Таблица 1.5
Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Лага

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
1935											8,2	6,7	
1936		5,3	8,5	12	16,2	18,8	22,9	22,7	15,9	13	9,4	2,2	
1937	-0,2	4,4	10,1	12,7	15,9	16,4	23,3	22,3	21,2	14,5	9,9	7,8	13,2
1938	3,8	2,5	3,6	11,2	16,4	18,7	24,1	23,7	19,6	13,5	8,4	5,8	12,6
1939	4,3	3,9	6,3	11,4	17,5	19,8	21,3	21,1	17	13,7	7,4	5	12,4
1940	1	4,7	5,4	13,6	14,9	19,4	22	23,9	17,8	13	9,8	5,4	12,6
1941	3	7,4	5,5	13,9	16,1	20,1	21,7	20	17,7	11	6,4	1	12
1942	0,6	6,3	4,7	10	15,6	20	21,1	22,3	17,9	13,6	9,2	3,2	12
1943	3,1	2,1	3,9	11,1	16,2	18,5	19,9	22,1	17,9	16,2	9,9	5,2	12,2
1944	2,4	5	8,5	11,6	14,4	20	21	20,3	18,6	14,8	9	3,4	12,4
1945	3,4	0,9	4	8,2	15,3	17,3	21,2	20,8	17,6	11,4	7,5	2,9	10,9
1946	1,5	3,4	6,6	11,2	16,5	19,2	20,2	22,5	19,2	10,8	9,1	5,2	12,1
1947	2,6	5	11,2	11,6	16,3	20	22,3	19,9	16,5	11,4	9,6	6,4	12,7
1948	5,5	4,8	2,7	11	17,2	20,7	21,6	22,7	17,1	12	6	0,6	11,8
1949	-0,2	0	6,8	8	17	20,3	22,4	21,2	17	11,7	9,5	4	11,5
1950	-0,3	0,4	5,5	16	16,9	17,6	20,3	19,4	19,4	12,2	9,1	5,9	11,6
1951	3,3	4,2	10,9	14,1	16,2	19,5	21,7	22,1	17,1	9,3	9,3	3,1	12,6
1952	3,2	4,5	5,9	11,7	15	17,3	21,7	22,7	19	15,2	8,1	6,8	12,6
1953	4,7	3,8	3,3	11,7	15,9	19,9	21,4	21,9	16,5	13,1	3,1	-0,1	11,3
1954	-0,5	1,8	6,4	9,6	17,3	20,1	22,4	21,9	18,8	14,1	9,6	6,2	12,3

1955	5,3	7,2	7,8	11,8	15,9	19,6	21,7	20,9	18,5	15,2	9	3,2	13
1956	3,6	3,5	4,1	12,1	12,9	18,1	19,3	21,9	15	11	5,2	1,7	10,7
1957	0	5,7	5,5	13,6	17,2	20	21,8	23,1	20,2	13	8,4	5,7	12,8
1958	5	4,4	7,6	11,7	17,8	18,7	20,1	21	16,4	11,4	7,1	4	12,1
1959	5,9	-1,3	5,1	12	15,7	18,7	22,5	20,3	13,8	9,7	8,8	6,2	11,4
1960	5,2	3	6,5	11,4	16,5	18,9	21,9	19,2	17,7	13,6	9,5	5,9	12,5
1961	1,5	3,7	4,9	12,7	16,6	20,2	20,7	21,3	15,2	12,2	8,8	6,2	12
1962	3,8	4,6	9,9	12	16,3	19,1	22,4	22,2	18,2	13,2	9,9	6,6	13,2
1963	4,4	7,2	5,1	11	15,6	17,8	21,9	21,3	18,3	13,2	7,9	3,3	12,2
1964	-2,3	3	7,7	11,1	14,5	20,9	20,7	19	17,5	11,8	7,4	4,1	11,3
1965	1,9	3,1	7,9	10,3	16,6	19,7	21,6	21,7	17,7	10,2	8,2	6	12,1
1966	7,8	7,3	9	13,5	15,8	17,6	22,7	22,2	17,1	14,4	11	6,9	13,8
1967	2,8	1,4	6,1	11,4	16,6	17,1	19,8	20,6	16,8	13,4	7,7	4	11,5
1968	1,7	2,6	6,4	13,2	18,6	18,1	20,6	20	18,3	12,5	10,9	4,4	12,2
1969	2,1	4,1	7,7	11,3	15,7	20,7	20,2	21,5	16	10,2	7,2	7	12
1970	4,5	6,3	9	14,4	15,9	18,2	22	20,1	17,2	10,8	9	2,8	11,7
1971	5	3	8,7	11,8	17,8	18	23,2	21,5	20,1	11	7,5	2,2	12,5
1972	-1,4	3	5,6	14,8	15,9	20,8	23	23	17,6	14,6	7,2	1,2	12,1
1973	0,5	6,1	6,4	11,7	15,1	17,7	20,9	19,9	17,1	13,6	5,8	2,2	11,4
1974	0,8	4,8	8,4	9,5	15,5	19,8	20,1	21,3	16,3	15,7	8,4	4,9	12,1
1975	2,1	2,3	7	15,6	17,1	21,1	22,1	21,2	17,2	11,6	7,3	1,6	12,2
1976	0,8	0,5	5,2	12,3	14	18	20,3	21	16,2	12,1	8,6	5,2	11,2
1977	0,8	8,7	7,4	12,9	15,9	18,5	20,8	20,8	17,2	9,7	8,6	2,6	12
1978	3	6,6	10	10,9	15,1	17,1	21,5	19,7	17,9	13	5,2	4,6	12,1

1979	3,4	5	9,1	12,1	17,7	20,3	20,1	23,5	18,4	11,7	10	4,1	13
1980	-0,5	4	7,6	10,5	16,2	19,6	23,4	20,6	15,7	11,4	9	6,5	12,1
1981	5	5,8	7,2	10,1	14,1	20	22,5	20,9	18,2	14	5,9	6,9	12,5
1982	2,5	2,1	5,6	13,5	16,8	18,4	19,6	19,8	17,9	11,8	6	2,8	11,4
1983	-0,2	3,3	5,6	12,8	16,9	18,8	21,6	20,5	15,7	12	7,7	3,5	11,5
1984	4,8	4,3	8,9	11,9	16,1	18,4	21,2	18,7	18,8	12,1	8,1	1,7	12,1
1985	4,4	-0,5	5,1	12,1	18,1	18,4	19,5	22,7	16,3	11	9,4	3,1	11,6
1986	4,1	4,4	7,4	13,6	13,6	19,1	21,8	23,4	19,6	12	6,4	2,6	12,3
1987	1,6	5,2	5	9,7	16,4	18,7	21,9	20,3	15,9	11	7,7	4,1	11,5
1988	0,6	4	7,7	12,4	14,6	18,6	21,9	21,2	16,5	13,1	5,4	3,9	11,6
1989	-0,7	2	8,6	14,6	15,8	18,2	21,2	22,1	17	11,6	7	2	11,7
1990	1,5	4,1	6,6	11,2	15,1	18,6	22,1	20,7	18	12	9,7	4,8	12

Таблица 1.6

Среднемесячные и годовые значения температур по метеостанции Гал

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
1913						18,5	22,4	23,7	19,5			7,1	
1914	5,7	6,5	11,5	10,9	16,3	20,2	23,3	22,5	18,9	14,4	8,3	5,8	13,7
1915	10,8	8,7	10,3	12,3	14,3	19,2	22,6	21,9	18,9	15,6	11,6	8,5	14,6
1916	5,4	6,4	11,8	14,2	17,1	21,4	23,5	22,5	18,4	14,3	12,1	8,6	14,6
1917	6,4	4,6	10,6	14,8	15,1	19,2	22,4	22,3	19,2	14,9	11,7		
1928				14,3	17	18,1	22,4	20,3	19,6	12,7	11,6	8,3	
1929	4	2,5	3,8	10,2	18,8	19	21,6	25,9	18,7	15,8	10,9	6,6	13,2
1930	4,8	4,1	9,8	13,6	17,4	18,2	22,9	24,4	19,6	14,5	11,4	7,2	14
1931	6	6,8	9,7	11,6	16,4	21,2	23,6		21,1	14,5	8,7	3,2	
1932	3,2	2,2	8,5	12,1	16,2	20,6	21,3	22,7	19,7	18,5	10,1	4,5	13,3
1933	3,5	6,4	7,6	10,5	16,5	18,4		22,2	19,5	15,4	11,7	5,2	
1934	4,3	4,6	10,7	12,6	18,4	19,9	23	22,2	18,9	15,4	11	5,3	13,9
1935	4,9	6,8	6,7	12,3	17,3	19,9	21,4	23	21,4	16,7	10,1	9,3	14,2
1936	5,4	7,4	9,6	13,7	17,5	20	24,5	24,4	17,3	15,3	11,8	5,7	14,4
1937	2,8	6,7	10,7	13,8	17	18,7	24,7	24	22,6	16,7	13,2	9,7	15
1938	6,1	4,6	5,8	12,1	17,3	19,7	25,3	24,9	21,3	15,6	10,8	8,6	14,3
1939	7	5,6	8,9	12	18,7	21,6	23,2	23,1	19,4	15,9	10,1	8,4	14,5
1940	3,8	7,1	7,1	13,9	16	21,4	23,6	24,6	19,3	15,3	12,1	8,9	14,4
1941	5,9	9,8	7,7	14,9	18,3	22	23,7	22,1	19,6	12,6	8,6	3,8	14,1
1942	3,8	8	5,2	10,6	15,8	21,5	21,9	23,4	19,4	15,4	11,8	5,9	13,6

1943	5,6	3,6	6,9	11,4	16,9	19,6	21,3	23	19,4	17,7	10,7	7,3	13,5
1944	4,8	8	10,8	12,1	14,9	21,2	22,2	21,5	20,1	17,3	13	7,6	14,5
1945	7,5	3,8	6,4	9,6	16,4	19,1	22,2	22,6	20,1	13,8	10,9	6,4	13,2
1946	4,4	6,9	8,2	11,4	16,9	21,3	22,2	24,3	21	13,2	12,2	8	14,2
1947	5	8,3	12,1	12,3	16,9	21,8	23,7	21,6	18	13,6	11,5	8,4	14,4
1948	7,9	7,6	4,4	12	17,4	22,8	22,8	23,3	18,7	13,4	8,3	3,1	13,5
1949	2,4	2,4	7,8	8,9	17,9	21,3	22,7	22,2	18,2	13,3	11,2	6,4	12,9
1950	-0,1	2,5	7,6	16,9	17,7	19,1	21,8	20,8	20,6	14,2	11,3	8	13,4
1951	6,1	5,8	12,1	14,6	17,5	20,4	22,7	23,9	19,1	11,2	10,7	4,8	14,1
1952	5,6	7	8,4	11,9	15,5	18,4	22,9	23,8	20,8	17	10,5	8,5	14,2
1953	7,8	6,8	5,4	12,3	16,7	21,8	22,1	23,4	18,1	14,9	5,7	2,5	13,2
1954	3,3	4,1	8,6	10,4	18,4	22	24,6	23,5	20,2	15,9	11,5	8,8	14,3
1955	7,2	9,9	9	12,8	16,6	20,5	23	22,6	20,3	17,6	11,4	6,2	14,8
1956	5,7	5,9	5,8	13,1	14,5	19,4	21	23,2	17,3	13,1	8	3,7	12,8
1957	3,1	7,5	7,3	13,6	18,8	21,2	23,3	24,5	22,5	15	10,4	8	14,6
1958	7,1	6,7	9,7	12,7	18,4	20,3	21,6	22,6	18,4	13,8	8,5	6,5	13,9
1959	7,5	0,6	6,6	13,1	15,9	20,1	23,9	22,6	16,1	11,3	10,7	7,8	13
1960	7,8	5,2	7,8	12,2	16,6	19,9	23,1	21,1	19,5	16,3	11,9	8,1	14,1
1961	4,4	6,1	7,2	13,7	18,1	21,4	22,1	23,1	17,2	14,5	11,4	9	14
1962	5,9	6,9	12,2	12,9	17,4	20,4	23,4	23,8	19,8	15,3	12,3	9,7	15
1963	7,6	9,7	7,3	11,5	16,5	19,6	23,2	22,8	20,2	14,9	9,7	6,3	14,1
1964	0,7	5,6	8,6	11,8	14,8	21,8	21,9	20,6	19,3	13,9	9,8	6,8	13
1965	4,6	5,7	8,8	12,3	17,1	21,2	22,9	22,8	19,5	12	10,4	8,6	13,8
1966	11,1	9,3	11,5	14,7	17,8	19,5	23,9	24,4	19,3	17	13,9	9,5	16

1967	5,8	3,5	7,6	12,1	17	18,6	21,9	22	19,5	16,7	10,2	7	13,5
1968	5,3	5,3	8,1	13,7	21,2	19,5	22,2	22,3	20,6	14,8	12,9	7,5	14,4
1969	5,6	6,5	7,5	11,2	17,6	22,5	20,2	22,7	19,2	13,2	9,5	9,7	13,8
1970	6,6	10	11,2	15,1	18,1	20,2	24,1	22,6	19,2	13,2	11,2	5,9	14,8
1971	6,9	6,2	7,4	12,4	18,9	20	23,5	23,7	22,6	14,1	10,8	5,5	14,3
1972	2	4,9	7,2	16,3	17,2	22,8	24,4	25,8	20,2	17,4	10,3	4,3	14,4
1973	3,3	8,8	8,2	12,5	16,4	19,5	22,9	21,7	19,2	16,4	8,6	5,4	13,6
1974	3,3	5,9	9,8	11,7	16,5	21	21,8	22,4	19,3	19,4	11,5	7,5	14,2
1975	5,3	4,4	9,2	16,3	18,4	23	24,7	23,3	19,6	14,4	10,4	4,8	13,7
1976	3,7	2,5	7,2	14,2	15,6	20,1	21,9	22,1	18,6	14,4	11,2	8,4	13,3
1977	4,1	10	8,6	13,9	16,5	20,4	22,3	22,7	19,7	13	11,7	5,1	13,9
1978	5,6	8,6	10,2	12,4	16,5	18,8	23	20,9	20,3	15,8	7,9	7,8	14
1979	6,7	6,5	10,9	13,9	19,5	22	22	25	20,5	14,9	12,8	7	15,3
1980	4,7	5,6	9,1	11,6	17	21,3	24,2	22,6	18,1	14,1	11,9	8,9	14,1
1981	8,3	7,5	9,6	11,4	14,9	20,6	24,2	22,5	20,7	17,2	9,5	10,9	14,8
1982	5,4	4,6	7,5	14,2	17,4	20,4	21,1	22,3	20,5	14,9	8,6	6,4	13,6
1983	2,6	6,2	8	14,1	18,3	20,7	23,3	21,6	19,3	14,7	10,4	6,5	13,8
1984	7,2	6,1	10,3	13,2	17,2	19,1	21,8	20,3	21,1	14,7	10,4	4,2	13,8
1985	6,8	2,2	6,6	12,2	18,6	20,2	20,6	23,8	18,2	13,7	12,2	5,3	13,4
1986	7	7	2,3	14,5	14,4	21,2	23,2	25,3	21,6	14,4	8,8	5,8	14,3
1987	6,2	7,3	6,5	10,8	17,1	20,2	23,4	22,2	17,8	13,5	10,1	6,9	13,5
1988	4,3	6,5	9,6	12,7	15,7	20,2	23,3	23	18,8	15	8,6	6,8	13,7
1989	1,8	4,5	9,2	15,3	16,9	20,4	22,4	23,7	19,4	14,5	10,7	5,3	13,7
1990	4,1	6,2	7,5	12,7	15,7	20,2	23,3	22,1	20	14,6	12,2	8,3	13,9

Таблица 2

Месячные и годовые значения осадков по метеостанциям Абхазии

Таблица 2.1

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Маяк г. Сухум

Годы	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	сумма
1904	69	135	132	161,3	98	28,8	146,4	66,3	153,3	93,6	168,3	240,8	1492,8
1905	151,2	50,7	37,1	174,8	215,5	170	97,7	73	42,8	124	60,6	229	1426,4
1906	82,5	36,7	118,9	102,6	193,9	116,2	106,6	114,5	110,8	150,4	120,3	183	1436,4
1907	180,6	142,4	75,1	172,8	7,1	111,3	126,5	51,5	198,5	6,3	156,6	135,2	1363,9
1908	202,8	156,3	117,6	147,5	41,1	65,8	125,8	18,2	20,4	144,4	215,8	219,7	1475,4
1909	125,7	132,7	135,1	94,5	92,5	49,5	26,9	135	52,9	63,9	236,5	125	1270,2
1910	188,7	76,5	76,9	73,8	73,4	90,4	59,6	124,1	184,9	113,1	85,4	34,1	1180,9
1911	163,9	279,5	54,7	157,4	40,8	48,1	151,1	101,8	104,3	31,8	45,7	36,5	1215,6
1912	100,5	120,2	90,5	185,8	140,9	32,5	245,6	40,8	26,2	101,1	155,7	227,9	1467,7
1913	159	125	59,8	129,6	157,7	91,8	220,6	27,8	106	77,8	137	168,8	1460,9
1914	169,7	142	13,5	174	145	182,8	184,8	106,8	137,9	140,7	152,2	39,7	1589,1
1915	75,8	73,6	197,5	128	78,2	100,4	172,5	173	260,1	146,7	209,8	147,7	1763,3
1916	193,6	56,8	34,5	71,1	120,8	9	33,8	100,3	125,2	74,9	45,7	175,7	1041,4
1917	159,9	179,5	235,6	88,3	120,3	201,3	64,1	60,2	188,4	2,9	94,2	96,8	1491,5
1918	94,4	89,3	143,6	71,7	74,4	144,2	67,2	28,9	104,1	28,1	100,4	81	1027,3
1919	14,1	208,2	203,1	140,2	187,3	165,5	123,5	99,7	102,9	38,2	218,4	136,6	1637,7
1920	174	71,9	55,4	30,2	77,9	59,1	29	49,5	61,7	260,7	82,2	10,7	962,3
1921	138,8	64,9	62,5	155	2,3	152,9	14,1	68,6	312,1	202,6	60,7	280,5	1515

1922	121,9	87,6	139,5	156,2	97,2	49,7	82,7	190,5	78,9	289,9	166,8	139,1	1600
1923	126,7	108,1	48,8	55,8	63	83,6	107,1	186,4	60,1	211,9	160,1	122,7	1334,3
1924	115,3	195,9	97	143,8	60,2	82	202,5	99,4	80,6	221,6	108,6	64,2	1471,1
1925	68	38	211,5	119,5	50,9	156,7	58,1	34,4	34,5	88,2	105	131,8	1096,6
1926	117	54,3	208,3	89,9	142,3	17,7	120,9	64,4	131,5	105,9	291	169,3	1512,5
1927	103,5	100	46,3	102,4	157,4	19,6	253,5	150,4	45,3	95,3	70,6	102,4	1246,7
1928	15,3	240,3	85,7	85,6	106,2	184,6	52,2	45,8	245,5	146,7	110,3	222,4	1540,6
1929	98,6	118,4	161,5	162,8	17,6	121,2	117,5	7,2	239,6	52,9	10	69,1	1176,4
1930	7,5	76,5	116,6	76	103,2	137,9	99,9	137,6	150,3	116	159	76,6	1257,1
1931	80,7	45,7	201,6	91,9	66,9	78,3	178	134	145,7	108	108,1	111,9	1350,8
1932	105	307	130,4	197,3	106,2	26,2	98,2	68,3	236,2	23,2	142	148	1588
1933	45,9	107	106,7	198,6	170,7	131,4	119,7	152,1	73,7	231	225	223,4	1785,2
1934	32,5	100,3	28,5	58,4	62,7	136,1	138,3	491,7	324,5	97,9	119,3	146,1	1736,3
1935	96,8	152,3	131,1	119,6	151,4	8,5	47,2	27,9	127,7	146,3	127	82,2	1218
1936	150	159,9	127,2	215	156,6	140,7	176,6	63,7	118,5	229,9	213	104,9	1856
1937	303,3	134,6	44,1	151,1	134,6	121,9	29,5	86,8	181,3	131,6	160	113,7	1592,5
1938	143,7	97	234,5	190,2	78,8	130,2	25,4	57,8	195	66,4	113,6	137,7	1470,3
1939	110,1	90,4	134,1	108,9	217,5	68,8	306,6	73,7	97,5	252,2	195,6	156,7	1812,1
1940	331,8	104,5	137,3	95,1	138,9	185,2	64,4	108,8	84,4	170,7	81,4	298,8	1801,3
1941	218,6	95,6	206,6	99,1	194	73,6	113,6	91	44,9	175,1	183,4	231,9	1727,4
1942	86,3	32,5	129,5	113,8	116,7	62,3	195,3	52,7	466,6	140,9	204,1	97,7	1698,4
1943	175,3	111,4	38,2	84,1	98,1	154,8	176	126,4	140,6	76,6	134,7	115	1431,2
1944	198,8	178,5	170,4	81,7	221,9	170,8	183,3	70,1	234,1	85,5	133,6	41	1769,7
1945	59,9	134,2	128,5	233,9	49,4	183,3	99	148	244,9	229	53,7	164,5	1728,3

1946	122,6	162,2	132,2	133,8	45	158,3	27,8	89,7	65,8	115,6	84,6	77,1	1214,7
1947	277,2	51,9	115,1	80,6	32,7	36,3	92,8	151,2	122,9	208,6	163	138	1470,3
1948	176,5	134,3	209,7	90	47	114,5	49,8	110,2	199,2	176,7	110,8	81,5	1500,2
1949	104,2	130,6	117	160,5	87,2	77,4	71,7	85,2	16,7	89,3	62,4	129,5	1131,7
1950	119,6	188,6	43,6	96,7	56,1	204,6	223,1	19,5	291,3	122,3	108,2	68,2	1541,8
1951	44,9	89,5	83	54,7	244	135,3	108	204,3	102,4	284,7	146,6	146,5	1643,9
1952	197,4	179,6	147,7	83,2	101,9	99,7	14,4	96,7	68	49,1	131,4	87,3	1256,4
1953	180,8	241,4	191,8	140,9	153,3	79,4	19,9	252,2	106,1	55,7	299,7	36	1757,2
1954	309	210,6	67,8	198,3	192,9	28,5	113,1	36,7	290,8	71,4	5,4	95	1619,5
1955	79,4	117,9	165,5	118,6	32,6	19,5	181,2	254,6	139	83,4	181	201	1573,7
1956	53,7	184,7	141,5	94,3	173,2	116	125,7	58,7	264	90,4	239	123,9	1665,1
1957	128,5	80,9	141,1	15,8	87,7	103,7	56,4	51,8	211,2	30,1	74,1	208,6	1189,9
1958	191,7	124,7	444,9	221,4	60,2	272,9	217,4	90,7	163,9	115	29,8	122,1	2054,7
1959	122,6	134,4	92,7	187,1	72,7	48,5	97,9	123,4	131,4	160,3	104,7	151,1	1426,8
1960	136,5	177,7	103,5	151,8	148,1	71,2	58,1	239,8	58,4	73	100,5	102,2	1420,8
1961	105,9	42,4	189,9	86,6	145,6	121,9	139,2	51	228,7	52,1	147,5	186,7	1497,5
1962	41	198,2	143	134,8	102,1	164,6	112,8	49,2	141,3	66,6	188,1	217,4	1559,1
1963	378,4	140,9	148,7	123,3	79,3	178,6	96,2	69	175,3	114,7	123,8	229,6	1857,8
1964	83,1	98,8	48	127,5	199	75,9	43,9	169,2	176	41,1	164,9	39	1266,4
1965	57,2	184,6	99	116,8	119	69,4	46,2	27,7	86	122,3	189,9	140	1258,1
1966	126,6	86,3	117,5	139,5	362,6	184,3	118,2	169,6	73,3	7,2	23,3	164	1572,4
1967	228,2	55,1	123,8	103,2	143	95,1	302,2	222,7	162,6	109,1	144,9	267,6	1957,5
1968	162,6	109,3	87,3	79,1	16,4	176,7	46,6	100,5	125,6	28,5	42,6	96,4	1071,6
1969	63,3	90,2	137,6	110,3	89,3	136,9	48,3	75,5	68,1	99,6	97,4	158,1	1174,6

1970	112,3	202,3	152,9	85,7	104,3	109	152,8	127,7	82	247,5	119,1	247	1742,6
1971	19,8	137	134,2	88	65,7	91,8	54,1	128,5	26,3	170	197,5	308,6	1421,5
1972	75,7	52	102,8	75,4	59,9	69,9	64,3	87,5	186,3	269,3	129,1	54,4	1226,6
1973	50,2	121,5	183	99,8	219,3	158,6	129,9	70,6	37,9	195,3	142,6	145,3	1554
1974	52,8	6,6	72,6	167,5	112,8	36,6	201,6	160,8	159,4	17,3	79,7	211,3	1279
1975	128,7	167,7	136,1	105,7	45,9	208,3	144,7	59,9	218,9	165,3	83,7	20,1	1485
1976	312,9	82,2	85,9	145,3	159,4	238,9	93,7	101,6	165,6	195,2	41,4	66,8	1688,9
1977	60,8	86,6	127,8	170,8	86,1	203,6	52,7	403,4	139,5	182	100,8	72,7	1686,8
1978	118,8	122,2	142,5	154,4	47,2	128,2	35,9	235,1	99	141,5	48,3	133,8	1406,9
1979	150,9	131,7	67,4	83,3	24,8	45,4	182,5	13,9	58,3	80,6	115,1	223,5	1177,4
1980	181,6	25,1	143,4	103,4	176	72,7	29,2	148,1	263,6	225,7	218,6	121	1708,4
1981	88,8	127,7	160	118,7	88,8	186,7	13,8	132,8	165,7	100,6	275,7	119,7	1579
1982	102,3	139,5	195,9	214,1	112,1	214,1	245,3	201,8	103	87,2	56,7	93,7	1765,7
1983	303,6	81,7	135	80,9	87,5	145,8	104,1	110,3	112,8	137	200,9	117,7	1617,3
1984	41,6	35,1	111,4	209,4	55,6	73,9	50,8	261,4	48,8	48,9	254,7	54,3	1245,9
1985	100,2	175,7	67,5	87,4	92,4	239,1	132,5	64,8	193,2	115,2	108,6	63,1	1439,7
1986	92,1	99,8	13,9	136,2	157,2	46,4	89,9	91,8	53,1	56,5	72,1	164,6	1073,6
1987	406,9	106,3	170	126,2	55,7	69,8	170,5	114	18,1	72,1	138,4	303,9	1751,9
1988	159	132,5	103	129,1	122,7	234,3	171	217	42	214	250,8	269	2044,4
1989	170,3	76,4	139,3	36,6	93,9	60,2	110,3	69,2	309,7	212,9	368,3	146	1793,1
1990	71,8	63,9	45	136,6	128,2	220,5	73	36,8	196,6	144,6	41,9	125,9	1284,8
1991	159	132,5	103	129,1	122,7	234,3	171	223	42	214	250,8	269	2050,4
1992	193,6	201,8	60,8	128	103,2	101,8	245,9	93,7	129,4	173,5	196,5	199,7	1827,9
1993	169,8	110,6	94,9	101,9	120	142,6	131,9	128,2	114,5	138,9	188,3	171,3	1612,9

1994	156,4	113,4	90,9	123,9	103,4	142,3	134,7	130	114,7	139,1	187	176,7	1612,5
1995	166,6	110,6	176,6	206,4	105,7	198,4	249,1	56,1	160,3	263,1	151,9	145,7	1990,5
1996	33	98,1	65,5	106,9	68,2	167,3	94,7	97,7	184	213,4	17,8	323,1	1469,7
1997	155,6	79,3	89,2	183,2	149,2	30	17,9	130,4	216,7	223,5	51,9	301,4	1628,3
1998	120,2	192,9	146,3	105,3	191,3	138,7	80,5	23,8	63,9	171,1	176,7	69	1478
1999	38,7	181,6	192,9	88,9	104,0	35,2	16,6	183,6	75,8	266,3	197,8	72,8	1454,2
2000	131,3	111,5	103,1	103,3	112,0	139,7	59,7	80,3	104,1	135,9	41,8	80,3	1203
2001	38,2	86,1	172,8	153,9	187,5	94,1	57,3	54,6	405,5	176,1	156,9	197,8	1780,8
2002	182,8	126,1	89,5	101,5	73,5	152,0	121,8	183,9	115,9	228,4	56,2	132,4	1564
2003	106	142	96,0	157	89	73	165	63	145	178	209	124	1547
2004	141,7	258,3	186,7	164,7	193,7	257,5	132,1	497,1	97,6	104,9	238,1	119,7	2392,3
2005	79,1	73,6	304,6	103,8	62,4	350,1	136,4	222,5	90,9	244,2	150,1	80,2	1897,9
2006	193,4	204,2	150,3	116,8	123,5	13,8	229,0	39,7	136,6	187,4	251,3	160,7	1806,7
2007	177,8	54,3	147,8	171,1	64,2	261,2	154,4	212	175,6	87,1	285,1	212,3	2002,9
2008	66,1	203,3	172,7	78,6	200,5	90,7	69,7	8,8	183,3	99,2	209,2	171,9	1554,00
2009	162	164,5	198,5	66,4	160,2	112,4	136,4	64,4	179,2	59,3	243,2	137,2	1683,7
2010	216,8	175,5	237,6	106,4	71,4	85,4	21,7	67,5	111,7	307,8	96,1	37,5	1535,4
2011	174,8	230	198,1	162,7	253	200,8	142,8	82,3	387,8	350,9	155,8	125	2464
2012	283,7	311	338,6	169,3	51,3	80,9	108,8	167,1	208,1	382,9	218,8	279,6	2600,1
2013	203,4	252,2	366,8	149,8	6,4	226,7	213	152	565,5	206,4	112,1	147,6	2601,9
2014	299,6	85	254,4	166,7	115,3	130,7	175,1	270,7	212,7	268,6	165,9	185,9	2330,6
2015	223,6	125,9	126,4	335,2	61,6	144,4	21	377	10,4	266,4	408,9	160,4	2281,5
2016	311,9	177,6	131,3	200,2	275,0	73,9	631,6	390,7	418,7	202,9	179,6	469,6	3463,0

Таблица 2.2

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Гагра

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
1951	60	80	81	89	292	114	77	105	131	179	162	158	1528
1952	191	227	173	64	81	114	74	45	71	88	182	84	1394
1953	207	224	207	125	97	109	64	151	51	80	239	47	1601
1954	245	166	50	54	143	65	74	114	212	72	10	124	1329
1955	79	100	157	154	20	34	137	78	61	86	132	147	1185
1956	158	205	164	85	83	118	106	20	135	76	238	89	1477
1957	135	138	152	28	53	38	12	26	96	47	95	200	1020
1958	223	98	243	121	120	129	130	49	82	87	30	102	1414
1959	103	108	93	131	48	24	57	15	160	123	134	117	1113
1960	134	142	89	118	98	60	175	296	127	23	108	121	1491
1961	90	58	137	71	134	92	130	75	227	81	187	217	1499
1962	110	219	138	107	90	53	27	92	31	45	28	292	1232
1963	332	115	181	139	32	106	164	87	115	70	166	122	1629
1964	98	92	83	68	148	37	75	138	124	34	252	22	1171
1965	46	191	96	112	98	48	46	45	43	37	165	154	1081
1966			135	139	173	171	25	121	180		65	193	1411
1967													1681
1968	159	128	117	76		191	48	112	119	225		124	1060
1969	73	69	84	105	73	94	30	91	66	98	112	107	1002
1970	83	212	151	65	155	139	36	49	126	220	114	242	1592

1971	16	119	129	78	72	85	86	99	44	109	241	333	1411
1972	65	19	43	57	80	41	96	133	218	192	129	35	1108
1973	82	82	140	100	84	86	144	131	33	101	214	133	1330
1974	93	28	50	125	115	12	53	184	170	42	115	226	1213
1975	127	161	134	131	40	74	62	24	222	178	71	163	1387
1976	361	75	94	86	186	124	34	89	179	130	38	68	1464
1977	108	98	117	182	91	94	45	321	75	198	99	72	1500
1978	132	110	95	182	63	229	10	221	80	117	21	269	1529
1979	144	92	59	55	28	116	183	16	61	41	118	237	1150
1980	153	21	133	151	170	69	35	25	253	200	224	208	1642
1981	135	174	200	135	98	100	56	30	96	82	246	169	1521
1982	98	131	158	208	79	139	159	83	51	50	47	92	1295
1983	209	91	94	95	81	87	148	48	89	106	266	19	1333
1984	98	25	126	188	60	75	40	142	117	67	191	47	1176
1985	101	221	44	99	71	199	208	48	144	168	128	81	1512
1986	71	81	30	122	123	12	69	29	15	39	184	216	991
1987	309	91	155	148	98	58	149	103	27	71	197	265	1671
1988	117	131	83	124	103	244	67	126	59	203	245	309	1811
1989	179	62	132	48	99	44	119	14	205	214	320	115	1551
1990	105	62	38	100	152	88	45	52	84	123	75	103	1027
1991													1745
1992													1590
1993													1439
1994													1439

Таблица 2.3

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Гудauta

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
1951	58	85	73	74	250	59	114	163	110	279	152	177	1594
1952	180	210	148	105	77	103	125	120	103	47	153	94	1465
1953	166	260	183	125	116	115	72	280	57	63	307	67	1811
1954	291	188	53	81	112	63	103	80	143	79	7	96	1296
1955	80	90	173	131	24	16	243	112	113	96	165	206	1449
1956	162	214	165	72	108	89	107	69	204	89	318	110	1707
1957	122	94	168	13	52	56	88	54	72	32	66	242	1059
1958	199	126	232	172	75	155	120	83	107	114	26	114	1523
1959	101	130	103	138	68	61	74	62	106	115	123	152	1233
1960	120	187	107	133	109	75	251	231	55	45	129	98	1540
1961	117	42	193	65	139	94	108	18	228	67	158	220	1449
1962	150	210	123	120	101	45	32	48	25	74	23	279	1230
1963	387	142	142	153	107	138	133	54	105	146	87	189	1783
1964	99	100	106	68	176	46	148	201	251	38	211	35	1479
1965	53	188	104	107	128	48	88	24	95	76	181	182	1274
1966	120	61	145	101	225	247	72	137	40	1	31	160	1340
1967	225	60	122	115	188	70	74	170	148	59	172	305	1708
1968	173	126	99	63	32	151	50	122	137	249	73	173	1448
1969	70	99	109	104	76	85	24	156	71	88	76	140	1098
1970	106	205	131	59	119	100	55	66	142	219	131	317	1650

1971	18	110	155	84	92	75	53	58	7	220	227	440	1539
1972	67	33	68	43	73	104	40	220	252	308	136	67	1411
1973	76	91	154	65	129	171	42	106	28	187	177	139	1365
1974	76	6	77	136	93	39	46	241	218	66	88	236	1322
1975	152	171	126	92	42	100	88	19	278	262	71	185	1586
1976	360	117	101	95	95	142	100	42	106	162	26	87	1433
1977	84	131	101	189	84	94	58	493	155	172	100	66	1727
1978	122	128	127	198	28	165	31	190	103	108	22	340	1562
1979	188	115	57	62	35	35	183	29	33	118	184	219	1258
1980	264	19	131	169	198	68	11	112	359	224	220	117	1892
1981	95	125	276	106	109	131	34	52	145	107	256	153	1589
1982	98	124	190	183	104	196	158	77	167	125	51	115	1588
1983	336	121	111	94	127	132	169	43	214	176	275	136	1934
1984	57	29	110	171	104	64	16	255	33	48	240	59	1186
1985	102	240	48	103	63	157	115	89	196	148	148	71	1480
1986	72	86	24	134	130	34	38	5	20	62	135	214	954
1987	421	112	168	127	74	70	148	230	16	58	161	304	1889
1988	117	131	83	124	103	244	67	126	59	203	245	309	1811
1989	207	85	143	34	105	74	92	24	203	185	408	138	1698
1990	84	42	32	93	120	133	55	100	126	186	99	120	1190
1991	116	85	88	76	228	55	144	179	115	75	55	206	1422

Таблица 2.4

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Очамчира порт

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1951	50	59	63	70	197	33	196	178	97	248	182	104	1477
1952	147	140	111	56	88	114	38	72	90	77	119	66	1118
1953	165	233	167	97	99	77	146	164	96	102	250	80	1676
1954	229	166	60	97	78	49	186	111	131	111	1	42	1261
1955	73	104	197	87	30	15	203	144	112	94	177	145	1381
1956	109	139	164	49	116	96	144	112	236	112	186	121	1584
1957	86	66	116	6	130	50	48	56	68	34	67	162	889
1958	125	139	246	162	37	172	121	62	132	73	25	117	1411
1959	106	176	74	141	57	56	125	134	244	124	113	110	1460
1960	133	205	92	90	95	163	68	272	14	73	103	81	1389
1961	89	23	138	100	178	226	129	50	207	68	113	127	1448
1962	72	151	96	100	85	91	234	54	153	93	28	176	1333
1963	257	109	136	104	56	242	157	32	127	76			
1964				99	112	179	156	178	149	42	144	54	
1965	57	162	158	86	94	136	116	49	41	144	123	90	1256
1966	114	53	171	76	247	195	185	90	101	1	18	144	1395
1967	172	45	93	100	66	129	101	204	135	172	122	198	1537
1968	158	115	68	57	30	234	45	115	205	260	84	98	1469
1969	39	66	122	87	99	113	24	48	64	119	79	125	985
1970	147	178	103	74	100	31	93	62	65	236	77	231	1397

1971	27	87	117	77	62	144	121	79	95	183	144	261	1397
1972	49	52	102	66	61	37	106	23	255	189	171	33	1144
1973	58	116	156	80	145	207	80	142	37	162	121	103	1407
1974	33	12	86	150	81	65	88	101	110	11	91	139	967
1975	109	178	120	63	40	246	125	82	225	244	86	135	1653
1976	272	92	52	104	136	174	85	86	199	98	39	65	1402
1977	55	77	86	134	80	128	76	181	168	191	75	67	1318
1978	87	134	142	147	59	126	34	299	99	165	82	231	1605
1979	116	112	64	102	32	99	277	13	120	176	85	180	1376
1980	144	31	147	160	149	90	89	127	230	252	197	123	1739
1981	78	126	267	62	109	106	62	173	180	71	299	78	1611
1982	110	115	161	191	48	157	306	42	65	58	61	79	1393
1983	255	65	119	64	77	84	161	221	234	118	189	115	1702
1984	39	29	85	191	88	91	136	199	11	53	171	37	1130
1985	89	187	54	79	170	153	58	133	229	217	71	63	1503
1986	79	105	17	122	174	123	129	54	129	98	166	147	1343
1987	358	135	179	126	65	67	108	132	22	52	125	261	1630
1988	107	72	97	108	118	349	178	232	121	182	199	206	1969
1989	190	79	108	42	89		82	82		233	269	179	
1990	84		55	125	125	293	68	32	200	145	104	85	

Таблица 2.5

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Ткуарчал

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
1951	67	106	139	76	392	259	216	194	119	257	181	164	2170
1952	187	206	167	118	187	198	52	128	119	100	130	115	1707
1953	243	303	213	144	247	340	112	199	220	113	287	83	2504
1954	339	258	91	191	146	87	254	199	171	121	5	72	1934
1955	114	181	190	156	86	86	292	199	184	75	157	217	1937
1956	144	264	215	116	229	200	187	204	256	151	283	139	2388
1957	156	102	198	38	176	111	48	125	95	112	67	256	1484
1958	212	175	377	361	91	524	331	262	347	82	67	183	3012
1959	167	156	111	196	148	113	260	296	217	173	114	151	2102
1960	203	271	98	141	186	163	269	402	79	147	124	106	2189
1961	155	54	218	166	237	355	269	35	273	107	173	178	2220
1962	232	206	190	139	128	258	123	175	142	188	42	50	1873
1963	361	26	197	176	182	272	238	149	255	142	157	268	2423
1964	103	110	449	171	189	174	323	970	257	59	202	77	3084
1965	68	263	162	143	171	333	442	174	103	52	266	165	2342
1966	-99	-99	184	199	306	298	153	191	129	-99	23	152	2274
1967	191	-99	140	113	192	224	422	381	193	149	169	-99	2645
1968	200	172	172	110	44	200	120	133	190	273	-99	103	1777
1969	40	133	190	175	102	185	167	120	18	137	97	183	1547
1970	-99	258	168	138	-99	-99	-99	-99	134	-99	133	-99	2434

1971	34	136	213	128	81	219	84	108	65	216	190	296	1770
1972	77	50	131	146	210	214	181	102	298	306	169	46	1930
1973	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	-99	2249
1974	-99	24	108	241	-99	-99	261	-99	116	15	105	151	1980
1975	169	236	160	-99	62	395	340	121	254	231	122	169	2182
1976	401	125	74	154	256	377	215	95	222	283	57	106	2365
1977	63	108	193	201	80	237	345	249	159	255	137	109	2136
1978	122	216	181	341	266	171	90	-99	220	235	47	328	2105
1979	196	203	126	102	57	166	341	23	167	217	267	182	2047
1980	196	50	170	215	237	167	214	379	324	241	214	-99	2401
1981	87	174	307	130	276	269	193	312	171	115	343	118	2495
1982	159	127	212	173	195	271	441	207	155	67	87	113	2207
1983	310	120	191	64	134	213	306	303	179	202	231	122	2375
1984	54	90	181	306	137	199	283	339	206	87	183	31	2096
1985	-99	-99	83	185	160	263	289	321	251	234	110	85	2138
1986	155	105	57	122	330	288	187	49	154	108	172	255	1982
1987	586	185	232	203	122	178	209	229	57	85	122	314	2522
1988	155	92	182	172	306	481	321	489	166	261	282	371	3278
1989	-99	92	190	86	273	212	273	178	125	198	368	229	2492
1990	82	87	120	244	167	325	185	116	242	253	116	111	2048

Таблица 2.6

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Псху

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годовая
1951	155	116	176	98	295	105	229	104	57	95	275	267	1972
1952	186	322	250	53	219	169	68	62	121	129	217	129	1925
1953	323	443	196	198	146	156	34	338	139	118	257	65	2413
1954													2211
1955													2233
1956													2361
1957													1864
1958													2258
1959													2094
1960													2126
1961													2191
1962													2013
1963													2755
1964													1988
1965													1532
1966													1942
1967													2247
1968													2251
1969													1624
1970													2408

1971			317	123	114	113	48	154	156	216	351	380	2111
1972	105	21	76	188	88	114	184	160	355	438	159	15	1903
1973	88	152	185	133	182	116	53	177	28	276	413	413	2216
1974	145	15	88	174	194	45	59	116	200	179	183	256	1654
1975	227	155	162	229	151	147	105	45	242	166	150	238	2017
1976	335	65	154	121	232	179	78	103	149	115	124	167	1822
1977	55	196	219	216	130	171	102	221	299	129	215	192	2145
1978	197	252	151	223	123	132	72	401	159	309	11	493	2523
1979	359	285	138	196	65	52	201	69	100	153	366	208	2192
1980	201	16	203	325	294	78	29	84	421	176	318	311	2456
1981	208	180	330	172	129	131	84	132	126	107	373	594	2566
1982	243	83	203	300	147	115	256	111	63	66	57	123	1767
1983	325	187	180	124	182	135	127	89	366	144	376	282	2517
1984	70	47	210	315	83	114	119	230	63	48	263	44	1606
1985	239	331	52	183	94	399	123	110	223	162	374	92	2382
1986	256	257	18	220	225	83	72	150	34	150	155	418	2038
1987	716	146	80	264	185	178	175	149	8	129	194	448	2672
1988	120	249	186	165	161	225	101	149	131	279	451	384	2601
1989	157	80	208	123	199	103	156	31	498	361	637	273	2826
1990	86	89	108	242	132	122	148	61	178	241	228	231	1866

Таблица 2.7

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Лага

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1951	73	104	131	70	278	186	149	263	81	168	201	170	1874
1952	185	223	165	80	150	177	52	172	92	92	181	103	1672
1953	238	305	168	130	186	339	47	260	157	87	265	81	2263
1954	365	268	43	90	235	119	176	159	162	131	10	107	1865
1955	86	202	152	127	48	22	240	194	147	139	270	262	1889
1956	150	236	135	64	127	142	127	184	229	135	356	141	2026
1957	131	62	220	23	113	149	90	125	164	67	92	258	1494
1958	267	178	336	218	53	276	152	128	272	112	35	209	2236
1959	149	138	74	178	108	77	152	209	225	147	108	148	1740
1960	214	236	78	161	139	163	95	286	46	132	99	125	1774
1961	136	39	225	113	198	109	237	34	209	79	224	241	1844
1962	133	166	149	76	106	92	156	178	57	126	41	373	1653
1963	426	159	171	92	141	269	272	71	219	166	197	264	2447
1964	120	88	106	111	142	64	119	164	367	58	228	60	1627
1965	44	243	106	170	142	132	88	128	38	114	219	214	1638
1966	164	99	102	127	199	219	152	189	87	2	38	199	1577
1967	241	34	104	85	106	214	227	239	93	99	174	309	1904
1968	215	122	159	57	65	128	179	350	198	261	55	121	1908
1969	68	105	133	78	92	99	57	78	163	129	85	154	1237
1970	100	289	152	130	141	103	98	212	217	274	152	208	2076

1971	15	129	220	80	59	179	68	206	87	177	250	287	1757
1972	90	16	84	149	74	78	116	215	287	248	140	33	1530
1973	41	146	179	104	150	215	139	108	40	209	198	213	1740
1974	47	9	67	186	155	73	85	128	127	58	128	147	1210
1975	173	161	146	119	43	300	136	70	126	155	86	162	1676
1976	400	71	78	87	197	288	225	133	191	157	92	129	2045
1977	57	119	184	158	118	162	139	275	221	164	146	138	1882
1978	90	240	145	244	110	150	83	269	168	242	29	398	2166
1979	229	209	94	175	38	120	285	44	95	164	275	182	1910
1980	184	24	117	197	202	121	153	208	222	151	227	120	1925
1981	111	120	257	94	100	133	83	182	135	119	336	208	1878
1982	161	86	149	175	90	112	257	108	124	74	91	111	1534
1983	292	83	150	53	154	299	206	227	134	150	294	172	2214
1984	43	32	127	276	95	103	115	341	71	68	226	20	1516
1985	128	209	69	140	82	232	128	89	204	153	163	75	1672
1986	159	122	16	132	221	201	161	69	83	107	127	258	1654
1987	551	160	117	155	117	158	169	244	13	128	120	289	2221
1988	102	123	128	111	120	231	165	314	97	125	343	285	2233
1989	168	67	158	68	159	95	189	99	199	373	489	212	2240
1990	71	68	82	223	89	181	48	23	163	216	131	102	1395

Таблица 2.8

Месячные и годовые значения осадков по метеостанции Гал

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
1951	9	25	13	10	33	38	27	112	44	49	25	36	421
1952	36	47	54	36	22	18	15	150	40	20	30	35	503
1953	55	45	27	41	29	35	23	89	37	23	69	25	498
1954	41	46	17	25	21	18	60	21	136	29	1	32	447
1955	22	13	45	22	19	5	42	50	29	40	47	29	363
1956	30	34	30	16	22	60	79	28	64	35	56	32	486
1957	23	22	32	8	66	63	13	51	42	11	17	38	386
1958	33	27	50	45	36	63	62	42	49	16	9	32	464
1959	26	30	35	53	20	26	54	30	38	31	24	28	395
1960	22	49	23	35	18	45	8	82	29	16	54	29	410
1961	44	11	24	18	56	58	38	52	89	27	32	34	483
1962	27	39	41	40	26	30	72	17	88	61	22	29	492
1963	42	29	30	23	18	63	29	15	59	34	30	53	425
1964	18	20	36	52	54	17	21	55	49	28	68	20	438
1965	20	35	33	17	38	41	32	13	30	28	35	32	354
1966	113	47	109	60	223	174	134	87	42	3	15	188	1195
1967	188	56	89	96	88	84	87	263	117	145	112	200	1525
1968	130	94	65	65	11	155	59	123	120	247	39	95	1203
1969	43	85	104	81	81	65	13	71	97	85	71	134	930
1970	127	181	104	74	65	58	76	44	125	230	123	245	1452

1971	18	104	127	81	90	152	53	92	55	198	159	276	1405
1972	48	51	85	51	44	49	64	79	170	231	118	35	1025
1973	43	104	133	72	72	188	82	111	28	168	140	114	1255
1974	57	5	73	133	66	30	89	229	154	30	84	135	1085
1975	105	168	93	80	36	227	76	79	241	237	86	154	1582
1976	303	96	58	106	89	146	75	62	119	136	37	71	1298
1977	64	83	116	144	81	108	65	210	97	194	96	54	1312
1978	96	102	131	121	19	121	31	261	64	133	38	257	1374
1979	128	108	55	94	25	91	205	61	84	98	105	215	1269
1980	138	30	117	161	150	95	61	153	271	186	186	104	1652
1981	64	115	262	86	89	158	21	199	78	81	252	71	1476
1982	75	99	179	173	74	85	316	59	84	60	51	96	1351
1983	222	75	97	67	67	114	130	145	117	117	182	76	1409
1984	44	34	102	181	96	58	71	266	14	40	240	31	1177
1985	79	190	57	68	77	132	148	107	270	147	78	62	1415
1986	80	98	30	111	148	87	82	3	114	64	149	157	1123
1987	347	118	185	96	56	64	89	107	2	84	123	187	1458
1988	133	106	92	109	107	268	201	156	118	182	210	232	1914
1989	169	71	124	26	121	115	158	77	250	147	302	135	1695
1990	92	43	46	112	100	180	79	43	143	162	129	105	1234

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум за период 1999 – 2016 гг.

Таблица 3.1

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 1999 г.

В 1999 г., в 2000 г. и с января по июнь 2001 г. данные по осадкам отсутствуют													
При анализе ниже приведенных данных следует учитывать, что измерения производились: с 1999 г. по апрель 2011 г. - 3 раза в сутки (в 07.00, в 13.00 и в 19.00); с мая 2011 г. по апрель 2012 г. - 4 раза в сутки (в 01.00, в 07.00, в 13.00 и в 19.00); с мая 2012 г. по наст. Время - раза в сутки (в 00.00, в 06.00, в 12.00 и в 18.00 чч).													
Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 1999 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	2,3	1	3,8	5,2	8,6	16,4	20,4	17,8	14,5	6,8	4	1,8	
среднее	8,6	9	10,6	13,7	16,9	23	26,4	26,1	21,5	16,1	10,5	9,8	16
макс	14,5	18	19	22,5	24,1	28,3	32,3	31,6	27	26,5	17,2	15,4	
Значение относительной влажности (%) за 1999 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	57	50	51	57	58	70	62	55	53	55	65	57	
среднее	80,6	80,4	80,3	83,3	78,6	79,9	77	80,4	76,7	82	83,6	80,8	80,3

макс	96	96	96	99	100	96	91	97	96	96	98	98	
	Значение абсолютной влажности (г/м³) за 1999 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	5,8	4,6	6,6	9,7	9,7	15,6	19,6	16,5	12,7	8,4	6,6	6,2	
среднее	9	9,4	10,3	14,2	15,2	22,1	26,6	27,4	19,8	15,4	10,8	10	15,9
макс	13,3	13,4	15,5	19,9	19,9	30,3	32,6	34,6	27,9	25,1	14,5	13,5	
	Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 1999 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	761,9	755,6	758,2	758,8	755,8	756,9	758,5	762	763	759,5	761	762,4	
среднее	770,6	767,7	767,8	766,7	762,1	767	764,7	766,7	769,2	772	774,8	773,8	768,6
макс	782	775,3	776,1	776,5	777	773	768,8	771,1	789,9	779	784,8	782,4	
	Значение скорости ветра (м/с) за 1999 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
среднее	1,1	2,4	1,5	1,7	2,2	1,7	2	1,9	1,8	1,5	1,6	1,1	1,7
макс	7	15	10	7	8	5	7	8,4	5,9	5,6	9,7	6,5	
	Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 1999 г.												
	Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 1999 г.												
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень			
Румб	0-4	4-8	12-16	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	0-4	4-8	8-12		
С	2,9	0	0	0	0	0	0,7	0	5,1	0	0		
СВ	5,8	0	0	5	0	0	6,2	0	9,9	0	0		
В	27,1	1,6	0	11,6	1,4	0	11,6	0	13,9	1,5	0		

ЮВ	4	1,5	0	5,4	2,9	0,4	5,1	0,7	9,1	1,4	0		
Ю	3,3	0,4	0	3,6	0,7	0	2,9	1,1	8,1	0,7	0		
ЮЗ	2,6	0	0	7,3	0	0	15,2	0	6,2	0,7	0		
З	15,2	3	0,8	32,7	2,2	0	36,5	1,4	15,1	2,9	0,4		
СЗ	0,8	0,4	0	1,1	0	0	1,5	0	0	0	0		
Штиль	30,7	0	0	25,7	0	0	17	0	24,8	0	0		
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) за 1999 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	38,7	181,6	192,9	88,9	104	35,2	16,6	183,6	75,8	266,3	197,8	72,8	1454,2

Таблица 3.2

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2000 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2000 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	-1,6	1,1	0,1	6,8	8,5	13,1	20,5	18	13,5	10	5	1,1
среднее	5,7	6,3	8,2	15,5	16,8	21,1	25,7	24,8	21,3	16,6	11,9	9,8
макс	12,9	13	16,5	25,3	24,4	26,1	35	29	27,2	24,3	17,4	14
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	64	65	61	54	54	64	56	67	53	67	54	51
среднее	84,3	83,4	80,1	79,2	82,6	82	82	84,2	82,8	84,7	83,5	79,3
макс	100	98	100	97	96	98	97	98	97	99	97	100
Значение относительной влажности (%) за 2000 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	64	65	61	54	54	64	56	67	53	67	54	51
среднее	84,3	83,4	80,1	79,2	82,6	82	82	84,2	82,8	84,7	83,5	79,3
макс	100	98	100	97	96	98	97	98	97	99	97	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2000 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,7	5,7	5,2	9,1	10	14,2	19,3	17,6	14	11,6	7,8	6
среднее	7,8	8	8,8	14,3	16,1	20,1	26,8	26,4	20,6	16,1	11,7	9,9
макс	12,2	10,4	13,1	21,3	24,8	26,2	33,7	31,8	27,3	21,2	15,8	14
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,7	5,7	5,2	9,1	10	14,2	19,3	17,6	14	11,6	7,8	6
среднее	7,8	8	8,8	14,3	16,1	20,1	26,8	26,4	20,6	16,1	11,7	9,9
макс	12,2	10,4	13,1	21,3	24,8	26,2	33,7	31,8	27,3	21,2	15,8	14

[illegible]

	Ю	3,2	0	0,4	5,8	1,8	0	8	3,6	0	6,2	1,1
	ЮЗ	3,7	0	0	7,6	0,4	0	5,8	0,4	0	3,3	0
	З	16	2,1	0	26,1	6,1	0,7	35,6	3,6	0	22,4	0,4
	СЗ	1,8	0	0	0,7	0	0	0,4	0	0	3,3	0
	Штиль	19,8	0	0	12	0	0	7,3	0	0	4	0
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
	131,3	111,5	103,1	103,3	112	139,7	59,7	80,3	104,1	135,9	41,8	80,3 1203

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2001 г.

[illegible]

[illegible]

	ЮЗ	5,9	0	6,5	0,6	0,6	7,6	0	3,8	0	0	0	
	З	14,5	2,2	39,4	2,2	0,6	41,6	2,5	18,1	1,6	0,6	0,6	
	СЗ	1,6	0	0,6	0	0	0,4	0	2,7	0,6	0	0	
	Штиль	9,1	0	4,9	0	0	2,5	0	7,2	0	0	0	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	38,2	86,1	172,8	153,9	187,5	94,1	57,3	54,6	405,5	176,1	156,9	197,8	1780,8

Таблица 3.4

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2002 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°С) за 2002 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	-0,4	2,1	1,6	2,5	11	15,1	18,6	17,8	13,8	7,4	5,7	-3,8
среднее	5,4	7,7	9,9	11,4	16,1	20	25,6	24,4	22	18,1	13,9	5,8
макс	12	14,4	16,8	18,1	25	26,3	32,3	30	33,5	25,8	21,2	15,6
Значение относительной влажности (%) за 2002 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	68	69	68	72	76	67	52	69	52	61	59	54
среднее	87,6	90	89,1	92,8	94	92,9	83,5	83,7	84,6	83,8	79,8	79,5
макс	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2002 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,8	4,4	5,6	6,4	12,5	16,4	20	17	14,4	8,8	7,8	2,7
среднее	8	9,4	11	12,7	17,8	22,1	27,5	25,4	23,1	18	12,8	7,5
макс	12,5	15	17,4	19,3	24,1	27,6	34,5	33,7	29,3	28	17,4	11,8
Значение годовое												
мин												
среднее												
макс												

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2002 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	767,8	761	759	762	762	758,5	762	761,6	766	765,6	764	765
среднее	776,9	775,1	771,6	770	762,9	769,2	767,3	767,3	770,4	772,4	774,1	771,1
макс	785	786	782,5	776,3	775,4	775	773	774	777	779	780,5	784
Значение скорости ветра (м/с) за 2002 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
среднее	1,6	1,4	2,1	2,3	1,9	2,2	1,9	2,1	2,1	2,1	1,3	2,1
макс	7,4	10	16	11,2	4,8	10	8	10	7,3	8	5,1	8,2
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2002 г.												
Время года	Зима			Весна				Лето				Осень
Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	8-12	0-4
С	3,2	0	0	1,1	0	0	0	0	1,1	0	0	2,5
СВ	14,6	0	0	6,5	0	0	0	0	2,5	0	0	12,8
В	39,2	2,9	0,4	20,7	0,7	1,1	1,1	0	30,3	2,5	0,4	37,8
ЮВ	5,2	3,2	0	6,2	1,1	0,7	0,7	0	1,5	1,4	0	5,5
Ю	5,6	0,4	0	5	0,7	0	0	0	7,3	2,9	0,4	6,6
ЮЗ	3	0	0	4,7	0	0,4	0,4	0	5,8	0,4	0	2,2
З	13,2	2,1	0,4	41	4,7	0,4	0,7	0,7	39,8	2,5	0	20,1
СЗ	2,6	0	0	2,1	0	0	0	0	0,7	0	0	1,4

	Штиль	3,8	0	0	2,1	0	0	0	0,4	0	0	2,9	0
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2002 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	193,8	127,5	91,5	100,4	52,3	170,4	144,5	198,5	121	162,9	52,7	170,7	1586,2
N>0,0	14	8	13	18	12	15	7	13	15	12	8	11	146
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2002 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	49	30,8	20	26,7	29	34,5	60,6	85,5	61	42	17	37	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2002 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
N	14	8	13	18	12	15	7	13	15	13	9	13	150
N>10	6	6	3	4	1	8	4	5	2	7	3	8	57

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2003 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (□C) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	0,8	-1,4	-0,4	4,6	8	12,6	17,2	18	13,1	7,8	4	0	
среднее	8,2	6,4	6,7	10,7	18,1	20,9	23,9	24,8	20,5	17,6	10,8	8	14,7
макс	14,8	14,6	14,2	21,4	27,2	27,4	29,8	28,8	28,2	26	17,3	16,6	
Значение относительной влажности (%) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	58	49	49	50	56	61	68	74	67	69	64	51	
среднее	81,8	82,5	84,3	85,9	85,1	81,4	83,7	84,4	85,4	88,1	88,8	83,4	84,6
макс	100	100	100	100	100	100	100	98	100	100	100	100	
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	5,4	4,7	5,1	6,1	10,4	12	17,8	18,4	13,6	10	7	4,8	
среднее	9,7	8	8,3	11,1	17,9	19,9	24,7	26,4	20,4	17,9	11,5	9,1	15,4
макс	11,8	11,6	10,9	15,3	24,8	26,6	29,6	31,4	32,2	24,9	16,5	13,3	

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2003 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
мин	765,3	760	765	755	763	763	762,2	766	765	763,3	761,5
среднее	773,7	772,4	774,6	771,9	772	770,6	767,9	769,9	771,7	771,5	772,3
макс	782	785	784	782	781	777,8	771,9	774,8	779,5	778	782,2
Значение скорости ветра (м/с) за 2003 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
среднее	2	2,4	2,2	2,1	1,8	2,4	2,4	2,1	2,2	1,6	2
макс	7,2	7	7,5	6,8	5,4	9	7,8	6,3	8	10,2	6
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2003 г.											
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень	
Р _{умб}	0-4	4-8	0-4	4-8	0-4	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
С	1,5	0	1,4	0	0	0	0	0	1,1	0	0
СВ	3,7	0	2,5	0	1,1	0	0	0	3,3	0	0
В	48,6	5,3	24,2	2,5	30,4	0	0	0	38,8	3,6	0,7
ЮВ	5,6	0	6,9	2,2	3,6	0	0,4	0	2,9	1,1	0
Ю	5	0,4	7,9	2,1	4,7	0	3,6	0	5,9	0,7	0
ЮЗ	1,9	0	3,6	0,7	9,4	0	0	0	5,2	0,7	0
З	22,2	2,6	42,8	1,4	38,5	0,4	7,6	0,4	27,1	2,9	0

	СЗ	1,1	0,8	0,4	0	0,4	0	0	1,1	0	0		
	Штиль	1,4	0	1,1	0	0	0	0	4,7	0	0		
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	107,2	129	106,8	172,9	51,3	76,3	74,2	25,5	145,3	156,6	209	123,9	1378
N>0,0	15	18	14	17	3	6	9	3	11	16	12	11	135
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	23	21	26,5	52,5	49,1	44,5	29,5	18,8	41,9	52	69	41,5	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2003 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
N	15	18	14	18	6	6	11	3	12	16	17	12	148
N>10	4	7	4	5	1	3	2	1	4	4	7	4	46

Таблица 3.6

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2004 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°С) за 2004 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
мин	-0,4	-0,1	-1,8	-1	9,8	11,3	14,1	18,2	12,5	8,5	-2
среднее	7,9	6,3	9	12,4	15,9	20,8	26,1	24,5	21,2	17,2	15,1
макс	13,7	17,4	21,6	24,3	23,8	29,5	28	28,8	28,4	24,3	12,8
Значение относительной влажности (%) за 2004 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
мин	50	51	53	48	60	50	56	62	62	65	61
среднее	83,1	83,3	83,9	78,1	87,5	82,1	80,4	84,3	79,5	81,3	82,3
макс	100	100	100	100	100	100	100	100	96	100	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2004 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
мин	5,2	5,7	4,5	4,1	11,3	11,6	14,4	19,2	12,6	8,8	3,8
среднее	8,9	8,4	9,6	11,5	15,9	20,2	22,9	25,9	20,3	16,4	15
макс	12,2	13,6	16,3	18	21	27,8	33	33,2	28,6	24,2	13,6

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2004 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	753	761	765	763	762	762,5	763	761,5	767	768	765
среднее	769,7	773,9	776,6	772	770,3	771,1	769,9	767,3	772,6	775	773,4
макс	778,5	780	789,8	783	777	777,5	775,5	771,5	778	783	781,5
Значение скорости ветра (м/с) за 2004 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
среднее	2	2,9	2,4	2	2	2,3	2,7	2,5	2,8	2,2	2,5
макс	8	9	7	6	8	8	6	7,5	8,5	6,2	8
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2004 г.											
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень	
Руб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	4-8	0-4	4-8	0-4	4-8	8-12
С	0,4	0,4	0	0,4	0	0	0	0	0,4	0	0
СВ	5,8	0,7	0	1,5	0	0	4,7	0	4	0,7	0
В	44,4	8,9	0,8	29,6	1,1	1,1	19,9	0,7	31,1	5,5	0,4
ЮВ	5,4	0	0	1,4	0,7	0,7	2,9	1,8	8,4	4,4	0
Ю	6,9	0,4	0	14,9	1,1	1,1	6,9	3,2	8,8	0,7	0
ЮЗ	1,4	0,7	0	4,7	0,4	0,4	9,8	0	5,5	0,7	0
З	17	3,3	0,4	34,4	4,7	4,7	36,3	9	19	5,9	0

	СЗ	0,4	0,4	0	0	0	0	0	0	1,1	0	0			
	Штиль	2,2	0	0	5,1	0	4,7	0	3,3	0	0	0			
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2004 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое		
	141,7	258,1	186,7	164,7	193,7	257,3	132,1	497,1	97,6	104,9	238,1	119,7	2391,7		
N>0,0	13	24	15	11	13	12	10	11	6	12	14	14	155		
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2004 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
макс	27	42,2	71	45,4	48,8	87,5	56,4	156,6	33,1	35,3	57,5	23,6			
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2004 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое		
N	17	25	17	13	16	14	11	12	9	13	16	16	179		
N>10	5	9	6	6	6	8	3	7	4	3	6	6	69		

Таблица 3.7

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2005 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2005 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	1,1	0,1	0,6	4,8	10,7	14,2	19,4	18,8	15,3	9,4	3,8	1,8
среднее	7,7	8	7,8	13,6	18,2	20	25,5	25,6	22	16,2	12,7	10
макс	15,7	16,5	15,2	26,5	30,2	25,5	30,8	32,6	26,6	26	20,9	16,3
Значение относительной влажности (%) за 2005 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	50	45	60	45	35	64	56	61	52	50	42	46
среднее	79,1	75,3	82,4	81,4	79,8	82,4	78,9	80,2	78,4	80,3	76,9	79,3
макс	100	100	100	100	98	100	99	97	96	100	100	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2005 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	4,7	4,1	4,4	7,4	11,7	14,6	19,1	17,2	13,8	8,4	5,4	5,2
среднее	8,4	8,2	8,8	12,6	16,8	19,4	25,9	26,4	20,8	15	11,4	9,5
макс	14,6	13,2	14,8	25,8	24,6	25,8	32,4	34,1	26,8	23,7	15,6	15,5

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2005 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	751	748,5	752,5	752,8	754,4	752,2	745,3	746,2	753,4	752	754,2	749,6
среднее	762,7	761,7	761,9	761,4	758,5	758,4	754,8	754,2	757,7	762	763,6	759,9
макс	771,4	769,4	770,2	774	764,3	763,4	759,4	760	763,1	769,8	773,1	770,6
	Значение скорости ветра (м/с) за 2005 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
среднее	2,8	3,2	3,5	2,9	2,4	2,8	2,6	2,5	2,2	2,8	2,6	2,2
макс	10	10	15,3	9,6	7,2	8,6	8,8	7,6	6	12	11,8	7,8
	Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2005 г.											
	Время года	Зима			Весна				Лето			Осень
	Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	8-12	8-12
	C	0,7	0	0	0,7	0	0	0	0,7	0	1,5	0
	CB	8,3	0,7	0	3,2	0	0	0	8,6	1,1	11	0
	B	32,5	7,6	1,5	17,4	7,6	0,7	0	15,4	2,5	27,8	1,4
	ЮВ	8	2,7	0,4	7,8	1,4	0	0	4,3	3,6	0,4	5,1
	Ю	7,1	1,1	0,4	8	0,4	0	0	5,8	1,5	0	8,8
	ЮЗ	7,7	0,4	0	8,3	1,8	0	0	9,7	0,4	0	6,5
	З	16,8	2,5	0,7	29,8	8,6	1,1	0,4	32,9	6,6	0,4	19,4
												2,9
												0

	СЗ	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0,4	0	0,4	0,4	0
	Штиль	0	0	0	3,2	0	0	0	0	5,1	0	2,2	0	0
	Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2005 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое	
	79,1	73,6	304,6	103,8	62,4	350,1	136,4	222,5	90,9	244,2	150,1	80,2	1897,9	
N>0,0	8	8	17	15	9	12	8	9	9	16	11	14	136	
	Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2005 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
макс	38,1	31,7	55,3	31	29,6	76,3	62,1	64,6	30,9	58,6	40,3	15,2		
	Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2005 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое	
N	14	11	22	17	11	12	10	15	16	18	14	16	176	
N>10	2	3	9	4	2	10	3	6	2	7	6	2	56	

Таблица 3.8

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2006 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2006 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	-2,8	0	0,4	5,9	10,8	10,4	17,8	21,5	15,6	8,1	3	-2,2
среднее	5,3	6,7	10,6	12,9	17,1	22,4	23,3	26,9	22,1	18,2	10,9	6,8
макс	11,2	14,7	16,5	20,9	31,3	30	27,4	31,6	28,8	24,8	23,7	13,1
Значение относительной влажности (%) за 2006 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	56	59	48	51	43	62	61	63	57	52	53	54
среднее	83,5	83,4	77,3	82,6	81,9	78,2	85	82	80,3	82,7	83,7	82,2
макс	100	100	100	100	98	96	100	96	98	100	99	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2006 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	4,2	5,3	6	7,4	12,1	15,3	17,7	19,7	13,8	9,9	6,7	4,6
среднее	7,5	8,3	9,9	12,3	15,9	22,6	24,2	29	21,1	17,3	11	8,2
												15,6

макс	11,8	12	13,6	16,5	23,4	30,9	29,9	36,7	32,8	22,6	18,3	12,3			
Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2006 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое		
мин	754,8	750,6	748,4	754,2	752,4	753,7	751,7	747	750,4	754,5	751,6	754,5			
среднее	765,1	761,1	759,2	760	760,3	757,6	756,3	753,3	757,7	759,7	762,6	767	760		
макс	771,1	767,8	766	764,4	766,1	762,6	760	758,4	764,6	763,6	769,5	774,5			
Значение скорости ветра (м/с) за 2006 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое		
среднее	3,1	2,4	2,5	2,9	2,2	2,8	2,5	2	2,3	1,7	2,6	1,8	2,4		
макс	16,2	7,4	13,4	9,4	6,6	9,6	7	5,4	8	6,3	9,2	8			
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2006 г.															
	Время года	Зима						Весна				Лето		Осень	
	Румб	0-4	4-8	8-12	16-20	0-4	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
	С	2,2	0	0	0	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	СВ	5,9	0,4	0	0	3,3	0,4	0	0	6,1	0	0	8,4	0	0
	В	29,6	6,3	0,4	0	16,2	2,6	0,4	0,4	16,6	1,8	0	26,6	2,9	0
	ЮВ	10,4	1,1	0	0	6,1	1,5	0,4	0	6,2	2,2	0	7,7	2,2	0

	Ю	6,3	0	0	0	6,9	1,1	0	0	5,4	1,4	0	10,2	0,7	0
	ЮЗ	5,9	1,1	0	0	9,8	2,6	0	0	7,6	0,4	0	7,7	0	0
	З	20,7	4,5	0,4	0,4	35,1	7,6	0	0	35,1	9,2	0,4	24,1	5,5	0,4
	СЗ	1,8	0,4	0	0	0,7	1,4	0	0	0,7	0	0	0,7	0	0
	Штиль	2,3	0	0	0	3,2	0	0	0	6,9	0	0	2,5	0	0
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2006 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое		
	193,4	204,2	150,3	116,8	123,5	13,8	229	39,7	136,6	187,4	251,3	160,7	1806,7		
N>0,0	20	17	15	13	13	5	16	3	13	15	15	11	156		
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2006 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
макс	20,4	27,2	19,6	29,4	38,8	6,8	56,3	38,1	46,9	38,5	41,7	48			
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2006 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое		
N	23	20	16	17	14	10	18	6	15	17	17	14	187		
N>10	7	8	8	6	5	0	8	1	4	6	8	3	64		

Таблица 3.9

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2007 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°С) за 2007 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	0,3	0,4	4	4,6	7,4	16,8	18,6	19,6	13,6	11	2,6	0,3
среднее	7,8	7,1	9,2	10,7	20	23,4	25,2	26,7	23,5	19,5	11,8	16,1
макс	16,3	13,6	19	16,6	29,5	29,3	31,3	31,6	31,3	27	20,6	16,3
Значение относительной влажности (%) за 2007 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	52	57	49	56	41	62	65	58	58	48	48	48
среднее	81,8	80,3	84,8	83,4	75,8	79,7	78,6	75,7	75,2	75,3	80,6	81,8
макс	99	100	100	100	97	100	95	98	99	98	100	100
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2007 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	5	5	7	7,1	7,7	17,2	17,6	17,9	10,5	9,1	5,6	5,4
среднее	8,6	8,1	9,8	10,7	17,9	23	25,3	26,5	22,2	17,3	11,2	15,8
макс	13,4	11,6	13,1	14,1	30,1	29,5	34,7	37	37	25,9	16,6	13,4

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2007 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	752	754,2	753,4	754,4	752	751	750	748	747,7	753,8	754,2	752
среднее	764	761,5	761,3	761,5	758	755,4	755,1	753,4	757	761,2	761,4	759,5
макс	770,7	767,5	769,4	765	763,2	760,1	760	757	762,6	767	769	770,7
Значение скорости ветра (м/с) за 2007 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
среднее	2,3	1,9	1,8	2,2	2,2	3,3	2,7	2,3	2,3	1,7	3	2,4
макс	6,2	6,6	6,5	8,6	6	11,6	9,5	8,2	5,8	6,2	16	6,2
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2007 г.												
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень		
Р-умб	0-4	4-8	0-4	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12 12-16
С	0	0	1,1	0	0	0	0,4	0	0	0,7	0	0
СВ	4,1	0	1,1	0	0	0	0	0	0	1,4	0	0
В	26,7	4,4	26,8	0,7	0	0	17,8	2,2	0,4	19,8	3,7	0
ЮВ	12,4	0,7	5,8	0,7	0	0	9,4	4,8	0	15	2,2	0
Ю	6,2	0,8	10,9	1,8	0	0	5,7	3,2	1,1	5,1	0,4	0
ЮЗ	13,1	1,4	8	0	0	0	8,6	0,4	0	15	1,5	0
З	21,8	4,2	36,9	2,9	0,4	0,4	31,8	7,6	0	25,3	2,6	0,4

	СЗ	0,7	0	0,4	0	0	0	0	0	0,7	0,4	0	0
	Штиль	3,4	0	2,5	0	0	6,5	0	0	5,5	0	0	0
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2007 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	 годовое
		54,3	147,8	171,1	64,2	216,2	15,4	212	175,6	87,1	285,1	212,3	1818,9
N>0,0	13	8	18	15	7	10	4	8	9	7	17	19	135
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2007 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	45,1	18,2	25,4	38,7	23,7	92,4	10	77,2	100,4	20,2	59,9	41,3	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2007 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	 годовое
N	14	10	20	17	9	14	5	10	11	8	21	20	159
N>10	7	1	6	6	3	6	0	4	4	4	10	8	59

Таблица 3.10

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2008 г.

		Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2008 г.													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
мин		-2,6	-2,3	4,1	7,6	8,6	12,8	17,4	21,3	14,7	11,2	7,5	0,6	годовое	
среднее		4,5	5,2	11,7	15,9	16,5	21,4	25	26,7	22,7	17,7	13,4	8,8	15,8	
макс		11,6	12	22,4	26,6	24,8	28,1	34,1	34,4	31	26,1	21	18,3		
Значение относительной влажности (%) за 2008 г.															
мин	I	47	55	46	44	65	49	65	57	55	60	51	47	XII	годовое
среднее		76,6	82,6	80,6	80,3	85,4	82	81,6	78,8	81,1	82,1	78,4	79		
макс		100	100	100	100	100	99	96	95	99	100	98	100		
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2008 г.															
мин	I	3,6	4,8	6,3	9	10,1	12,9	16,5	18,8	14,9	11,1	6,9	5,3	XII	годовое
среднее		6,4	7,3	11	14,5	16,2	21,4	25,9	27,4	22,6	16,8	12,3	9		
макс		10,2	10,4	18,5	23,1	24,3	31,6	39	40	38,8	24,4	17,9	14,4		

[illegible]

Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2008 г.												
Время года	Зима				Весна				Лето		Осень	
	0-4	4-8	8-12	16-20	0-4	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	0-4	4-8
Румб	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
С	4,4	0,4	0	0	0,7	0	0	0	0,4	0	3,3	0
СВ	19,3	4,7	0,4	0,4	12,3	4,7	0	0	9,8	2,9	19,7	3
ЮВ	17,5	5,6	0	0	13,1	4	0,4	0,4	14,1	1,1	13,6	2,2
Ю	10,3	1,8	0	0	11,5	3,6	0	0	12,3	2,9	11,3	2,2
ЮЗ	10,3	1,1	0	0	10,1	0,7	0	0	13,4	0	9,1	1,1
З	17,5	1,8	0,4	0	30,1	5,1	0	0	31,6	7,6	26,7	3
СЗ	1,1	0,7	0	0	0,4	0	0	0	0	0	1,1	0

Штиль	1,8	0	0	0	2,9	0	0	0	0	3,9	0	3,3	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2008 г.														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое	
	66,1	203,7	172,7	78,6	200,5	90,7	69,7	8,8	183,3	99,2	209,2	172,7	1555,2	
N>0,0	7	14	16	11	15	11	4	5	14	11	11	10	129	
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2008 г.														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
макс	16,4	49,9	36,2	42,1	71,8	26,2	28,3	4,2	49,8	20,8	30,9	45,7		
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2008 г.														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годвое	
N	8	15	17	14	18	12	5	8	16	14	12	13	152	
N>10	3	7	7	2	7	4	3	0	5	5	7	6	56	

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2009 г.

		Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2009 г.													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
мин		-1,2	2,9	0	5,2	9,5	16,5	17,5	15,6	12,1	12	6,2	3,4		
среднее		6,9	10,2	9,8	12,5	17,3	23,6	25,5	21,4	21,6	19,6	13,2	11,2	16,1	
макс		13,4	18,7	19	19,7	25,6	29,6	31,4	29,7	28,4	24,7	20,3	19,2		
		Значение относительной влажности (%) за 2009 г.													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое	
мин		52	47	46	43	49	57	62	54	57	42	57	54		
среднее		81,6	78,5	79,3	77,9	79,4	77,3	80,8	76,5	82	79,4	82,7	80,8	79,7	
макс		100	99	100	96	99	100	97	98	100	99	100	100		
		Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2009 г.													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое	
мин		3,6	5,9	5,5	7,3	10,1	15,6	16	12,9	12,3	10,8	8,1	6,9		
среднее		8,3	9,7	9,6	11,3	15,8	23,2	26,4	22,6	21,4	18,2	12,6	10,8	15,8	
макс		12,8	13,6	13,4	17,1	23,1	30,7	38,3	33	35,7	26,1	18,7	16,2		

		Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2009 г.											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин		752,6	749,6	749	750,6	751,8	751	750,1	751	752	755	752,4	751
среднее		762,9	758,2	758,8	760,4	759,8	757	753,9	756,8	757,2	759,7	760,5	759,1
макс		775	767,5	767,5	765,3	764,2	763,4	758,6	759,1	764,2	763,5	766,2	769
		Значение скорости ветра (м/с) за 2009 г.											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
среднее		2,3	2,3	3,1	2,6	2,3	2,3	2,6	2,6	3	1,5	2,1	2,6
макс		9,4	7,5	7,6	6	6,6	6,2	7,4	6,4	8,2	6,2	7,6	12,5
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2009 г.													
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень			
	0-4	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	
Р _{умб}	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
С	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
СВ	2,9	0	0	0	0	0	0	0	0	1,1	0	0	
В	26,5	5,5	0	0	15,5	3,6	12,9	0,7	20,1	1,8	0	0	
ЮВ	14,8	4,0	0	0	12,3	3,9	10,9	2,2	15,3	4,4	0,4	0	
Ю	12,4	1,5	0	0	11,5	2,5	14,1	2,9	14,6	2,9	0	0	
ЮЗ	8,7	0,4	0	0	14,2	1,8	11,2	0,4	6,9	0	0	0	
З	15,3	3,4	1,1	0,4	25,8	5,4	33,8	6,8	22,7	3,7	0	0	
СЗ	0,4	0,0	0	0	0,4	0	0,4	0	0,7	0	0	0	

Штиль	2,3	0	0	0	2,9	0	3,6	0	5,1	0	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2009 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	162	164,5	198,5	66,4	160,2	112,4	136,4	64,4	179,2	59,3	243,2	137,2
N>0,0	17	13	16	10	15	9	15	8	15	6	12	14
												150
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2009 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
макс	39	32,7	34,7	24,4	45,6	53,7	25,9	29,6	49,5	40	68,9	25
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2009 г.												
N	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	20	14	19	11	16	15	16	10	16	8	17	17
N>10	6	5	9	1	4	4	4	2	6	1	7	6
												годовое
												179
												55

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2010 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2010 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	-0,7	0,5	1,2	6,8	10,1	19,1	19,7	21,3	17,3	9	9,2	6,5
среднее	9,2	9,1	10	13,6	19,2	24,6	27,9	28,8	24,8	17,1	15,6	13,8
макс	17,3	19	20,7	22,4	27,1	31,7	35,8	35,3	34	25,2	22	21,8
Значение относительной влажности (%) за 2010 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	61	38	40	48	49	49	56	48	49	55	45	35
среднее	83,2	76,5	81	79,4	77,3	79,5	77,5	66,3	71,1	78,7	70,2	70,2
макс	99	99	100	97	99	94	97	93	97	98	96	93
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2010 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,7	5,1	5,3	7,4	11,6	15,1	19,5	18,6	12,8	9,2	6,8	6,5
среднее	9,8	9,7	9,9	12,3	17,3	25	29,1	26,3	22,3	15,2	12,2	11
макс	13,5	14,4	15,8	16,3	29,8	38	37,9	38,6	31,8	21,9	16,8	16,1
Значение годовое												
мин												
среднее												
макс												

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2010 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	749	749	751,6	750,2	749,8	744,7	749	750,1	746,8	754	755	743	
среднее	759,8	757,6	760,8	760,3	756,3	752,4	752,6	756,1	758,4	760,9	763,2	760,6	758,2
макс	773	764,7	774	768,8	760,2	756,2	758,3	761,5	763,5	767,5	769,3	769,6	
Значение скорости ветра (м/с) за 2010 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
среднее	2,4	3,2	2,8	2,4	1,9	2,7	2,1	2,2	2,5	2,4	1,8	1,9	2,3
макс	7,6	8	7,5	6,8	6	7,4	7,2	6,3	8,5	8	5,6	8,8	
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2010 г.													
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень			
Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	
С	0	0	0	0	0		0	0		0	0	0	
СВ	0,4	0	0	0,4	0		0	0		0	0	0	
В	29,9	7,3	0,4	10,1	2,2		15,4	1,4		32,5	3,6	0	
ЮВ	14,7	2,3	0	12,4	1,8		9,8	1,8		9,5	1,8	0,4	
Ю	10	2	0	13	4		7	1,8		7,7	1,1	0	
ЮЗ	8,4	0,7	0	10,1	0,4		15,6	1,1		11	0	0	
З	14,3	5,3	0	37	4,3		33,3	5,4		25,7	1,1	0	

СЗ	0	0	0	0	0	0,4	0		0	0	0	0	
Штиль	4,4	0	0	4,3	0	6,8	0		5,5	0	0	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2010 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	216,8	175,5	237,6	106,4	71,4	85,4	21,2	67,5	111,7	307,8	96,1	37,5	1534,9
N>0,0	20	15	15	13	8	8	5	6	7	20	6	9	132
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2010 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	35	46,4	36,9	32,9	27,2	35,3	16,3	25,9	41,3	70,4	38,7	12,1	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2010 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
N	22	17	16	14	9	15	8	9	9	25	7	11	162
N>10	8	7	9	3	2	3	1	2	4	11	3	1	54

Таблица 3.13

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2011 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2011 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	-1,6	-2	1,9	4,3	9,4	17	16,6	18,4	14,2	8,2	0,1	1,2
среднее	7,4	4,8	8,5	10,7	16,2	21,7	25,3	24,8	21	15	7,4	8,2
макс	15,8	13,7	18,5	21	25,2	28,4	33,3	31,9	28,6	29,3	17,3	15,6
Значение относительной влажности (%) за 2011 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	47	67	37	63	61	57	60	50	47	42	52	39
среднее	82	86,4	80,6	85,6	87,2	81,5	80,9	72	73,7	77,4	78,7	71,8
макс	98	98	97	97	99	98	100	93	94	94	94	95
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2011 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,1	4,6	5,5	7,3	10,8	14,2	15,4	15,6	12,9	8,6	4,2	4,7
среднее	8,5	7,5	9	11,1	16,2	21,1	26,6	23,5	18,6	14,1	8,6	8
макс	13,7	13	12,6	18,1	26	27,1	35,6	33,4	26,7	22,7	14	12,4

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2011 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	755	756	754	751	751,7	749,5	750,3	749,2	754	753	757,3	754
среднее	762	759,8	762,7	758,7	760,4	757,6	758,5	757,3	760	762,8	766,5	761
макс	768,1	763,4	771,8	767,4	765,3	761,8	766	762	767,6	769,5	775	775,5
Значение скорости ветра (м/с) за 2011 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
среднее	2,4	3,1	2,5	2,2	1,5	1,7	1,3	1,9	1,7	1,7	2,3	2
макс	7,5	8	8,2	9,8	5,3	5	5,2	5,6	8,6	7,2	10,6	5,4
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2011 г.												
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень		
	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
С	1,1	0		0	0	0	2,4	0		3,6	0	0
СВ	10,7	0		2,1	0	0	21,5	0,8		32,1	1,7	0
В	38,6	3,3		24,2	2,5	0,4	4,9	0		9,3	3,6	0,6
ЮВ	11,5	0,4		9,3	0,5	0,4	7,1	0,3		8,8	2,8	0,3
Ю	3,0	0		3,7	0,4	0	3,3	0,3		2,8	0	0,3
ЮЗ	8,8	0,4		17,1	1,0	0	28,6	0,3		9,9	0,3	0
З	12,2	4,4		27,9	3,1	0	15,6	0,5		9,9	0,5	0

СЗ	3	0,3		1,1	0	0	5,2	0		9,6	0,5	0	
Штиль	2,4	0		6,2	0	0	9,6	0		3,5	0	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2011 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	174,8	230	198,1	162,7	282,8	234	142,8	82,3	387,8	350,9	155,8	125	2527
N>0,0	17	19	18	17	16	15	10	4	6	14	13	7	156
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2011 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	28,2	41,1	32,4	24,3	76,6	82,3	49,2	60,9	94	82,9	37,8	55,3	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2011 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
N	17	19	18	20	19	17	14	4	11	16	16	9	180
N>10	5	10	7	7	6	6	4	2	5	10	5	3	70

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2012 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (0С) за 2012 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	-2,3	-4	-2,5	3,4	13,1	16,4	15,3	18,1	14	13,1	7,1	-0,8	
среднее	5,9	3,9	4,8	13,9	19,4	23,6	25,3	25,2	22,7	19	13,9	9,3	15,6
макс	15,8	15,7	12,9	25,6	33,6	34,6	36,7	33,2	29,3	28,5	23,3	19,8	
Значение относительной влажности (%) за 2012 г.													
мин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	40	38	45	29	37	50	32	52	53	50	46	39	
среднее	75,3	77,3	77,6	73,7	78,3	76,8	73,8	77,2	74	76,5	76,1	74	75,9
макс	96	94	96	98	93	95	93	95	95	95	96	95	
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2012 г.													
мин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	3,9	3,6	3,7	6,2	11,2	13,6	13,9	16	11,6	11,1	6,6	3,3	
среднее	7	6,2	6,9	11,4	17,1	22,7	24	25	19,1	16,9	12,3	8,9	14,8
макс	10,8	9,3	10	19,4	23,4	38,4	36,8	34,9	33,8	32,3	19,3	16,7	

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2012 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	754	744,7	748,4	747,5	752	753	752	751	755,3	754,7	755	748,9
среднее	761,8	763,4	764,2	759	759,7	759	757,1	758,5	761,1	761,3	761,5	760,7
макс	770,3	777,1	775,9	768,5	764,2	765,4	761,2	763,8	766,3	767,7	768,4	771,1
Значение скорости ветра (м/с) за 2012 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
среднее	1,9	2,1	2	1,5	1,6	2,1	1,7	1,8	1,5	1,4	1,5	2,2
макс	7,6	7,7	6,7	6,3	4,5	6,4	13	6,7	4,8	6,7	9,7	10,7
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2012 г.												
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень		
Р _{умб}	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
С	1,7	0	0	0,3	0		1,6	0	0	4,1	0	0
СВ	34,0	2,4	0,3	18,5	0,3		17,9	0	0	23,2	0,5	0
В	12,1	4,2	0,3	8,9	1,9		7,9	1,1	0	9,1	0,3	0
ЮВ	7,1	4,2	0,3	12,5	1,4		8,2	1,3	0,3	5,2	1,3	0
Ю	2,8	0	0	2,1	0,3		4,1	0,5	0	2,8	0,3	0
ЮЗ	6,6	0,5	0,0	16,3	0,5		22,5	0,8	0	9,7	0	0

3	8,1	0,8	0	17,4	0,3	16,8	0,8	0	8,8	0,3	0,3	
СЗ	7,1	0,3	0	8,1	0,3	4,9	0	0	11,0	0,3	0	
Штиль	7,2	0	0	10,9	0	11,1	0	0	17,3	0	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2012 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
	283,7	311	338,6	169,3	51,3	80,9	108,8	167,1	208,1	382,9	218,8	279,6 2600,1
N>0,0	18	14	17	11	8	10	8	13	2	10	10	17 138
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2012 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
макс	42,1	71,2	67	41,9	24,2	35,6	41,2	44,8	138,1	134,4	52,4	49,9
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2012 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
N	18	14	19	12	11	10	9	14	2	12	10	17 148
N>10	11	7	9	6	2	3	3	8	2	6	6	9 72

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2013 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (□C) за 2013 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	-0,9	4,1	0,3	5,3	12,1	15,6	15,9	16,7	9,9	6,9	6,3	-2,9
среднее	7,1	9,7	9,7	13,6	20	22,3	23,3	24,1	19,3	14,9	13,5	5,4
макс	15,4	19,9	22	27,3	28,6	30,3	31,4	32	30,4	27,6	23,2	12,4
Значение относительной влажности (%) за 2013 г.												
мин	41	38	34	35	46	40	48	59	44	40	36	41
среднее	74,4	73,7	72,9	75,6	77,2	77,5	75,1	77,5	75,1	75,2	73,5	70,8
макс	100	98	97	96	97	95	93	93	95	95	94	94
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2013 г.												
мин	3,4	4,3	4,2	5,3	11,6	10	13,1	14,5	7,4	7,1	6,1	3,6
среднее	8,2	8,8	8,9	11,4	18	21,2	23,2	23,4	17,2	9,2	11,3	6,4
макс	12,1	16,2	18	25,6	30,2	33,4	34,4	33,1	28,1	23,5	16,4	12,5

[illegible]

СЗ	9,6	0,3	0,3	13,1	0	0	6	0,5	0	16,4	1,4	0,3	
Штиль	12,3	0	0	11,9	0	0	13	0	0	12,6	0	0	
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2013 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	203,4	252,2	366,8	149,8	6,4	226,7	213	152	565,5	206,4	112,1	147,6	2601,9
N>0,0	13	11	20	10	4	11	13	10	16	8	6	8	130
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2013 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
макс	47,4	79,8	79,4	62,4	5,2	64,9	70	60	92,1	77,5	33	39	
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2013 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
N	16	11	22	12	6	13	17	12	17	8	9	9	152
N>10	8	7	12	4	0	6	5	5	12	5	4	6	74

Таблица 3.16

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2014 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2014 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	0	-1,3	-3,2	1,9	11,4	14,4	19,2	18	10,5	7	4,2	2,3
среднее	7,6	8,2	10,5	13,9	19	22,2	25,8	26,7	22,1	16,5	11,5	10
макс	14	16,4	23,7	28,4	31,5	30,4	35,2	33	30,8	22,9	18,9	19,5
Значение относительной влажности (%) за 2014 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	49	32	27	35	42	52	38	51	48	51	48	40
среднее	77,8	72,1	73,9	71,2	69,8	76,2	75,3	76,2	77,2	76,5	73,5	74,8
макс	95	96	95	93	97	97	96	96	98	96	96	95
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2014 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	4,2	3	4,2	3,9	7,7	12,5	15,8	14,7	8,3	8,6	4,9	4,2
среднее	8,3	8,1	9,5	11,4	15,7	20,8	25,1	26,8	20,6	14,5	10,1	9,3
макс	13,2	13,2	13,8	22,6	25,4	28,4	33,5	34,2	31,5	23,2	16,1	15
Значение годовое												
мин												
среднее												
макс												

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2014 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	751,3	755,4	750,2	751,9	750,2	749,2	752,4	750,2	750,5	753,1	756	758,9	
среднее	764	764,7	760,8	759,9	758,1	757,9	757,2	757,4	759,1	763,5	764,6	765,6	761,1
макс	773,4	774,5	770	769,5	764,6	763,4	765,7	763	768,1	769,1	771,8	773,2	
Значение скорости ветра (м/с) за 2014 г.													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
среднее	1,6	1,8	2,4	2,4	1,9	2,2	2,3	1,8	2,2	1,8	2,1	2,1	2,1
макс	7,6	10,7	10,3	15,6	6,7	13,2	14,8	9,4	10,5	7,7	11,2	8,9	
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2014 г.													
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень			
Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	12-16	0-4	4-8	8-12
С	2,2	0	0	2,4	0,3	0	0,5	0	0	0	2,7	0,3	0
СВ	32,2	1,6	0	18,2	1,6	0	17,2	0,3	0	0	28,1	1,6	0,3
В	17,6	2,5	0,3	7,3	2,5	0,3	6,8	1,4	0,5	0,3	9,1	3,6	0,6
ЮВ	10,3	1,1	0,3	8,2	2,9	1,4	8,7	2,7	0,6	0,3	7,4	2,2	0,3
Ю	0,3	0	0	2,4	0,3	0	3,5	0	0	0	0,6	0	0
ЮЗ	6,1	0,3	0	17	1,9	0,3	19,8	1,4	0	0	11,8	0,6	0
З	5,3	1,1	0	12,5	0,5	0	13,8	1,6	0	0	9,3	0,5	0

СЗ	8,4	0,3	0	10	1,3	0	0	0	7,6	0	0	0	11	0,3	0
Штиль	10	0	0	8,4	0	0	0	0	13	0	0	0	9,9	0	0
Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2014г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		годовое	
	299,6	65,2	254,4	166,7	115,3	130,7	175,1	270,7	212,7	268,6	165,9	185,9		2310,8	
N>0,0	16	9	17	14	10	13	10	9	15	9	10	12		144	
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2014 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
макс	55,3	28,4	63,9	45	43,5	51,2	76	227,1	35,7	98,8	102,3	59,9			
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2014 г.															
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		годовое	
N	16	9	19	16	11	14	11	10	19	10	10	16		161	
N>10	7	2	6	6	4	4	4	2	7	6	4	6		58	

Таблица 3.17

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2015 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°С) за 2015 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	-3,2	1,9	1,8	2,2	8,8	16,7	18,4	17,7	17,3	8,2	2,8	0,5
среднее	7,2	8,8	9,8	10,8	17	22,8	24,2	26,6	24,6	16,9	11,9	15,6
макс	15,4	17,2	22,1	24,3	27,1	28,8	32	33,6	31,6	24,1	20,9	14,2
Значение относительной влажности (%) за 2015 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	36	39	35	30	37	58	60	52	43	46	31	47
среднее	75,5	73,2	77,9	77,6	78,4	79,2	77,9	74,6	71,3	75,9	74,3	76,1
макс	97	100	100	95	97	96	94	94	92	96	93	96
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2015 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	3,3	4,4	4,6	5,1	8,2	14,1	13,8	13	11	6	4,4	3
среднее	7,7	8,3	9,4	10	15,4	22	23,7	26,3	22,2	15	10,4	7,9
макс	11,5	12	13,7	20	28,1	30,2	38,5	35,2	35,3	24,2	20	11,3

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2015 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
мин	748,4	751	753	751,6	751	749,9	750,5	750,1	752	749	750,5	755
среднее	764,5	761,8	764,2	761,5	759,4	755,7	756,7	755,5	757,1	759,7	761,1	766,5
макс	774,1	769,3	772,8	769,3	765	763,4	762,6	760,9	760,4	767,2	771,3	774,4
Значение скорости ветра (м/с) за 2015 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII годовое
среднее	1,8	1,9	2,3	2,4	1,9	2,1	1,7	2,3	1,5	2	2,5	1,8
макс	9,8	12,6	10,7	11,8	7,3	5,4	4,9	10,3	7,2	6,3	8,5	6
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2015 г.												
	Зима				Весна				Лето			
	Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	8-12
	С	2	0	0	0,3	0	0	0,3	0	0	2,5	0,3
	СВ	37,4	0,8	0	10,4	0,3	0	13,1	0,5	0,3	31,5	3,3
	В	6,5	2,5	0	7,1	1,3	0,8	5,5	1,6	0	2,5	1,4
	ЮВ	8,9	1,4	0	9,3	2,9	0,8	5,9	1,6	0,3	5,5	2,5
	Ю	1,7	0	0	1,9	0	0	1,9	0,5	0	1,9	0
	ЮЗ	4,8	0	0,3	20,9	1,4	0,3	23,9	2,2	0	10,7	1,7
	З	4,7	1,1	0,3	12,2	0,3	0	15,5	0,8	0	6,1	0,8
	СЗ	10,3	0,3	0	12,2	0,8	0	7,9	0,5	0	8	0,8
	Штиль	17,1	0	0	16,5	0	0	17,6	0	0	20,3	0

Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками более 0,0 мм (N>0,0) (ед.) за 2015г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
	223,6	125,9	126,4	355,2	61,6	144,4	21	377	10,4	266,7	2281,5
N>0,0	13	11	11	20	10	9	5	8	3	14	131
Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2015 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
макс	67,9	33,2	28,6	117,7	25,9	57,3	7,9	135,1	8,6	123,3	61,4
Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2015 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	годовое
N	15	12	15	20	12	14	9	8	6	16	160
N>10	6	6	6	9	2	3	0	4	0	6	54

Таблица 3.18

Метеосведения по метеостанции Маяк г. Сухум 2016 г.

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	-3,6	0,4	0,8	2,6	10,7	14,9	18,7	19,7	10,3	7,1	0,6
среднее	5,5	9,2	10,2	14,1	16,9	22,9	26,7	26,8	20,5	15,9	11,1
макс	15,9	20,6	20,2	25,7	23,5	32,8	31,8	32,1	28,8	25,9	22,4
Значение относительной влажности (%) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	36	36	32	30	47	37	55	62	52	55	34
среднее	78,4	73,2	73,8	68,3	81,2	75,7	77,2	76,2	74,3	75,7	71,1
макс	96	96	95	95	96	93	96	96	96	95	96
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	2,6	2,9	3,6	4,4	9,2	11,6	14,9	14,4	7	7,2	3,9
среднее	7,2	8,7	9,2	11	15,7	21,6	24,3	27	18,2	13,9	9,7
макс	11,8	12,6	13	15,5	21,4	34,1	34,2	34,2	26,8	22,6	17,6
Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	-3,6	0,4	0,8	2,6	10,7	14,9	18,7	19,7	10,3	7,1	0,6
среднее	5,5	9,2	10,2	14,1	16,9	22,9	26,7	26,8	20,5	15,9	11,1
макс	15,9	20,6	20,2	25,7	23,5	32,8	31,8	32,1	28,8	25,9	22,4
Значение относительной влажности (%) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	36	36	32	30	47	37	55	62	52	55	34
среднее	78,4	73,2	73,8	68,3	81,2	75,7	77,2	76,2	74,3	75,7	71,1
макс	96	96	95	95	96	93	96	96	96	95	96
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	2,6	2,9	3,6	4,4	9,2	11,6	14,9	14,4	7	7,2	3,9
среднее	7,2	8,7	9,2	11	15,7	21,6	24,3	27	18,2	13,9	9,7
макс	11,8	12,6	13	15,5	21,4	34,1	34,2	34,2	26,8	22,6	17,6
Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	-3,6	0,4	0,8	2,6	10,7	14,9	18,7	19,7	10,3	7,1	0,6
среднее	5,5	9,2	10,2	14,1	16,9	22,9	26,7	26,8	20,5	15,9	11,1
макс	15,9	20,6	20,2	25,7	23,5	32,8	31,8	32,1	28,8	25,9	22,4
Значение относительной влажности (%) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	36	36	32	30	47	37	55	62	52	55	34
среднее	78,4	73,2	73,8	68,3	81,2	75,7	77,2	76,2	74,3	75,7	71,1
макс	96	96	95	95	96	93	96	96	96	95	96
Значение абсолютной влажности (г/м³) за 2016 г.											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
мин	2,6	2,9	3,6	4,4	9,2	11,6	14,9	14,4	7	7,2	3,9
среднее	7,2	8,7	9,2	11	15,7	21,6	24,3	27	18,2	13,9	9,7
макс	11,8	12,6	13	15,5	21,4	34,1	34,2	34,2	26,8	22,6	17,6

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2016 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
мин	744,2	752,1	748,2	745,3	746,1	748,1	749,2	750,8	753,8	753,6	758	755,2
среднее	759,9	761,5	757,4	757,5	755,7	755,2	754,1	757,8	762,3	765,6	767,5	767,8
макс	769,5	770,3	776	768,8	762,5	760,6	759,6	765	768,4	771,1	775,6	778,4
Значение скорости ветра (м/с) за 2016 г.												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
среднее	2,4	1,9	1,9	1,5	1,4	1,4	1,4	1,1	1,6	1,4	1,1	1,9
макс	10,5	10,3	9,4	10,3	5,8	6,8	5,8	6,8	6,3	8	6	10,7
Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2016 г.												
Время года	Зима			Весна			Лето			Осень		
Румб	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	0-4	4-8		
С	1,4	0	0	3	0	0	0	0	0	0,5	0	
СВ	36,7	1,6	0,3	15,8	1,1	0,3	4,9	0,5	6,9	0		
В	7	5,2	0,6	2,4	1,1	0,3	5,2	0,3	9,9	0,8		
ЮВ	7,7	4,1	0,3	5,7	1,6	0,3	4,9	1,3	13,1	2,5		
Ю	1,1	0	0	0,5	0	0	1,3	0,3	2,5	0,5		
ЮЗ	4,7	0,3	0,3	11,7	1,3	0	13,8	0	5,8	0,6		
З	2,7	0,8	0,3	8,4	1,1	0,3	25,5	1,1	15,9	0,5		
СЗ	5	0,3	0	7,1	0,5	0	0,8	0	2,2	0		
Штиль	19,6	0	0	37,5	0	0	40	0	38,1	0		

[illegible]

Максимальное суточное значение атмосферных осадков (мм) за 2016 г.

Количество дней с осадками (N) и осадками более 10 мм (N>10) (ед.) за 2016 г.

Метеосведения по метеостанции Маяк, г. Сухум за 2017 г.

Таблица 3.19

Значение температуры атмосферного воздуха (°C) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	-4,7	-2,9	2,6	5,6	11,2	14,6	18,9	20,4	16,1	8,1	1,6	3,1	
среднее	6,1	5,8	9,9	12,4	16,2	21,4	25,7	27,1	23,9	16,2	11,9	9,7	15,5
макс	15,1	14,2	19,3	24,7	24,8	28,6	37	32,9	29,6	26,6	21,5	17,2	

Значение относительной влажности (%) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	37	45	30	28	43	58	36	55	59	49	46	46	
среднее	74	76,4	72,8	72,2	82,9	81	76,4	78,1	77,7	77,4	76,4	77	76,9
макс	95	98	95	96	97	100	98	98	97	96	97	98	

Значение абсолютной влажности (г/м3) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	2,4	2,7	4,6	5,8	7,9	11,5	13,7	18,6	14,5	8,1	4,6	4,7	

среднее	7	7,2	8,8	10,2	15,2	20,8	25,1	28,1	23	14,4	10,9	9,3	15
макс	10,9	11,7	11,7	18,1	21,3	30,7	34,5	35,2	33,4	22,8	18,1	14,4	

Значение атмосферного давления (мм.рт.ст.) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
мин	756,4	761,6	753,6	748,9	754,8	752,8	745,2	747,7	747,8	750	749,2	755,9	
среднее	766,6	768,4	763,7	764,6	761,7	760,1	752,6	752,9	755,5	759,7	765,1	766,1	761,4
макс	776,5	774,8	773	774,9	767,8	765,3	758,6	758,5	759,8	767,7	773,3	777,1	

Значение скорости ветра (м/с) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
среднее	1,6	1,8	1,8	2,1	1,9	2	1,8	1,6	1,3	1,9	1,8	1,5	1,8
макс	6,2	7,4	7,2	8,3	10,5	6,7	6,7	5,9	6,2	7,2	8,5	5,8	

Повторяемость относительных градаций скорости ветра в м/с (%) за 2017 г.

Время года	Зима			Весна			Лето			Осень		
	0-4	4-8		0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12	0-4	4-8	8-12
Румб												
C	1,3	0		1,1	0	0	0,5	0		2,7	0	0
CB	17,6	0		7,3	0	0	8,2	0		22,8	1,1	0

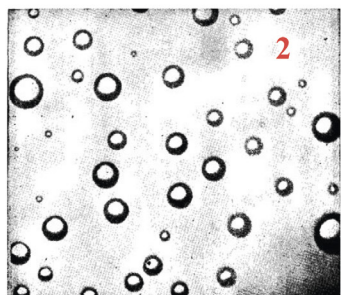
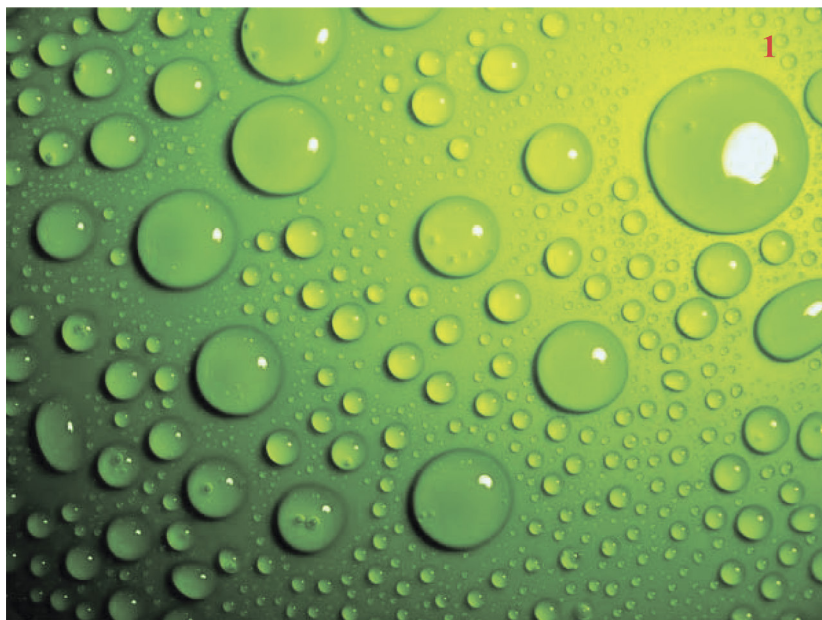
В	16,9	2,8	7,9	0,5	0	6,2	0,8	5,5	1,1	0
ЮВ	13,5	2,3	5,7	2,9	0,3	2,7	2,4	10,2	1,6	0,3
Ю	1,1	0,3	2,2	0,5	0	1,1	0,3	1,4	0,5	0
ЮЗ	6,4	1,7	18,5	2,2	0	18	2,7	8,5	3	0
З	7,2	0,6	23,1	1,9	0,3	22,8	0,8	12,6	0,5	0,3
СЗ	5,2	0,3	7,4	0,3	0	9,2	0,3	8,3	0,3	0
Штиль	22,9	0	17,9	0	0	23,8	0	19,3	0	0

Суммарное количество атмосферных осадков по месяцам (мм) и число дней с осадками (N) и осадками более (N>10 мм) за 2017 г.

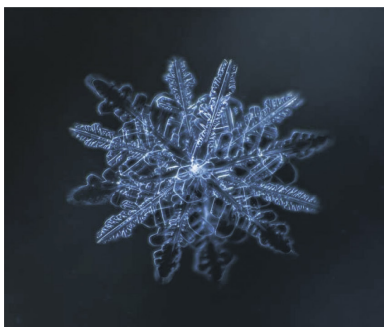
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	годовое
	172,1	200,7	185,6	221,2	252,7	379,8	136,3	317,7	82,1	382	263,5	256,4	2850,1
N	14	17	11	12	20	13	10	12	6	15	17	16	163
N>10	8	5	8	6	6	6	3	5	2	6	5	8	68

Максимальное суточное значение атмосферных осадков по месяцам (мм) за 2017 г.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
макс	32,3	70,7	42,9	53,9	112,7	99,6	69,1	110,3	61	148,9	139,2	74,1



*Рис.4.3. Облачные капли: максимальный радиус 40мкм (2) и дождевые (1) максимальный радиус 10^3 мкм.
Капли росы (3)*



Снежинка — снежный или ледяной кристалл, звёздчатый многогранник, чаще всего в форме шестилучевых звёздочек или шестиугольных пластинок.

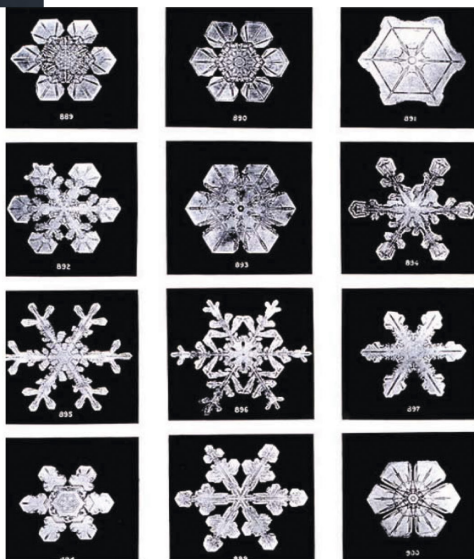


Рис. 7.1. Различные формы ледяных кристаллов в облаках



Рис.10.8. Выброшенный Пинатубо пепел настигает автомобиль. Фото: albertogarciaphotography.com



Рис.10.10.Вулкан Пинатубо сегодня. Фото: alexcheban.livejournal.com



Наводнение в августе 2016 г.в г. Сухум



Затопление центральной части г.Сухум из-за грязевых потоков в горах в июле 2016 года

Рис.12.10. Паводки, связанные с интенсивными ливневыми осадками



Центральная часть г.Сухум (лето 2016 г.)



Гагра лето 2017 г.

Рис.12.11. Разрушения причинённые шквалистыми порывами ветра



Рис.13.4. Пункты отбора проб атмосферных осадков на территории Абхазии: числитель – высота пункта наблюдений над уровнем моря, в м, знаменатель – сумма главных ионов (ΣM , в мг/л)

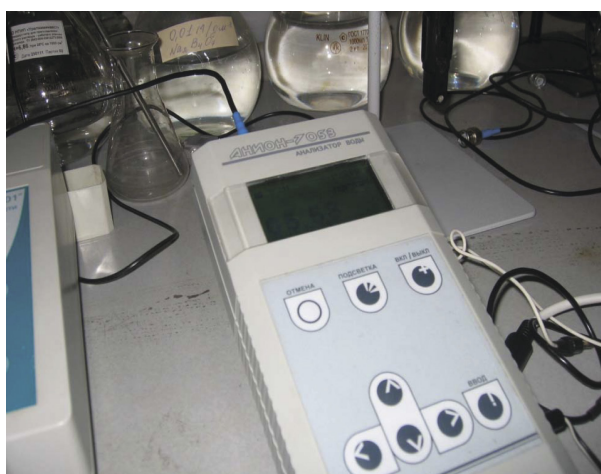


Рис.13.5. Анализатор воды АНИОН- 7053



Рис.13.6. β -радиометр РКБ-4

Литература

1. Алексеев М.А. Стихийные явления природы: проявление, эффективность защиты. М., Мысль, 1988, 255 с.
2. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 442с.
3. Алекин О.А., Семенов А.Д. , Скопинцев Б.А. Руководство по химическому анализу вод суши. – Л.: Гидрометиздат, 1973. – 269 с.
4. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 135 с.
5. Атмосферный перенос загрязняющих веществ на расстояния порядка сотен километров // В.П. Андриюков, А.Г. Рябошапко, Д.А. Шопаскене, Л.К. Эрдман. Тр. ИПГ, 1987. – Вып.39. – С. 58 – 68.
6. Ахсалба А.К. Частота появления атмосферной засухи и ее влияние на биоценозы Абхазии // Тр. 3-ей Межд. конф.: «Биоразнообразие Кавказа». Нальчик. Изд-во КБНЦ РАН, 2004. – С. 12-15.
7. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Индикаторы климатических зон Абхазии. Материалы IV Международной научно-технической конференции.. Майкоп, 2017., ч.1.с. 82-88.
8. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Особенности формирования химического состава атмосферных осадков в Сухуме. Известия Южного федерального университета. Технические науки. Таганрог, 2009.-№6. – С.234-240.
9. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Влияние изменчивости климата на сердечно-сосудистые заболевания населения Абхазии. Матер. 6-ой Междунар. конфер: «Экология 2011 – море и человек». ТИ ЮФУ, г. Таганрог, 2011, С. 7-11.
10. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Изменчивость основных климатических параметров в приморской зоне Абхазии. Материалы Международной научно-практической конференции «Изучение природных и социально-экономических

систем. Инновации в системе образования». Сухум – Екатеринбург, 2015.с.223-227.

11. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Динамика химического состава атмосферных осадков на территории Абхазии. Материалы III Международной научно-технической конференции.. Майкоп, 2015.-С.28-37.

12. Ахсалба А.К., Эмба Я.А. Атмосферные осадки и их химический состав в приморской зоне Абхазии.//Экология и развитие общества. С-Петербург МАНЭБ, 2016,№2, С.7-13.

13. Банников А.Г., Рустамов А.К., Вакулин А.А. Охрана природы : Учеб. для с.-х. учеб. заведений. – М.: Агропромиздат, 1995. – 287 с.

14. Бедрицкий А.И. О влиянии погоды и климата на устойчивость и развитие экономики. Метеорология и гидрология, 1997, №10, – С. 5-11.

15. Бондарев Л.Г. Роль растительности в миграции минеральных веществ в атмосфере // Природа. – 1981. – №3. – С. 86-90.

16. Башкин В.Н., Курбатова А.С., Савин Д.С. Методические основы оценки критических нагрузок загрязнителей на городские экосистемы. – М.: НИ и ПИЭГ, 2004– 64 с.

17. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971, 472 с.

18. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 351 с.

19. Будыко М.И., Винников К.Я. Проблема обнаружения антропогенного изменения глобального климата. Метеорология и гидрология. 1983, № 9, – С. 14-26.

20. Будыко М.И., Бютнер Э.К., Винников К.Я., Голицын Г.С., Дроздов О.А., Кароль И.Л. Антропогенные изменения глобального климата // Метеорология и гидрология. – 1981. – №8. – С. 5-14.

21. Будыко М.И., Винников К.Я., Гандин Л.С. Климат и воздействие на аэрозольный слой стратосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 41 с.

22. Будыко М.И., Маккракен М.С. Предстоящие изменения климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1991, – 271с.

23. Бурксер Е.С., Федорова Н.Е., Зайдис Б.Б. Атмосферные осадки и их роль в миграции химических элементов через атмосферу// Тр. Киевской геофиз. Обсерватории. 1952. – Вып. 1. С. 49-68

24. Вернадский В.И. О значении почвенной атмосферы и ее биогенной структуры // Почвоведение. – 1944. – №4-5. – С. 137-143.

25. Величко А.А., Борисова О.К., Климанов В.А. Пространственная дифференциация в распределении атмосферных осадков при глобальных потеплениях разного масштаба. ДАН, 1998, №5, С. 689-690.

26. Верещагин М.А., Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. О вероятных изменениях температуры воздуха и циркуляции атмосферы на востоке Русской равнины в конце текущего и в начале ХХI столетия //Изв. РАН. Сер. геогр. – 1991. – № 1. – С. 103-109.

27. Винников К.Я., Гройсман П.Я. Эмпирический анализ влияния CO_2 на современные изменения средней годовой приземной температуры воздуха Северного полушария //Метеорология и гидрология. – 1981. – №11. – С. 30-43.

28. Винников К.Я. и др. Изменения средней температуры воздуха Северного полушария за 1841-1985 гг./ Винников К.Я., Гройсман П.Я., Лугина К.М., Голубев А.А. //Метеорология и гидрология. – 1987. – №1, – С. 45-55.

29. Винников К.Я. Чувствительность климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 224 с.

30. Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. – Геохимия, 1962, №10, – С. 851-873.

31. Витынь Я.Я. Количество Cl и SO_4 , поступающих в почву с атмосферными осадками// Жур. Опытной агрономии, 1911. – Кн. 1. – С. 20-32.

32. Влияние извержения вулкана Эйяфьядлайекюдль в апреле 2010 на состав атмосферы в Москве /А. И. СКОРОХОД, Н. Ф. ЕЛАНСКИЙ, А. Н. САФРОНОВ и др. // *Вулканология и сейсмология*. — 2016. — № 4. — С. 50–62.

33. Войткевич Г.В., Бессонов О.А. Химическая эволюция Земли. — М.: Недра, 1986. — 272 с.

34. Воронков П.П. Формирование химического состава поверхностных вод степной и лесостепной зоны ЕТС. — Л.: Гидрометеиздат, 1955. — 352 с.

35. Вотинцев К.К. Химический состав вод атмосферных осадков Прибайкалья. ДАН СССР, 1954. — Т.95. №5. — С. 979-981.

36. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.-М. Росгидромет.2014, 1008 с.

37. Гиренко А.Х. Некоторые закономерности в химии вод атмосферы// В кн.: Гидрохимические материалы М., 1954. — Т.4. — С. 531-540.

38. Голицын Г.С. Климат на протяжении четырех миллиардов лет. Вестник РАН, 1997, т.67, №2,-С.105-112.

39. Голицын Г.С. Изменения климата в XX и XXI столетиях (обзор) //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1986. — Т. 2. — №121. — С. 1235-1249.

40. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В. Анализ глобальных данных об изменениях приземной температуры воздуха за период инструментальных наблюдений //Метеорология и гидрология. — 1989. — №1. — С. 22-31.

41. Груза Г.В. Климатическая изменчивость и прогноз изменений климата //Природа. — 1992. — № 8. — С. 28-36.

42. Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоленицкий Ф.М., Фролов И. Е. Что происходит с климатом Земли?. // Экологический вестник России. 2012., №5, с.34-41.

43. Дбар Р.С., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Экологические аспекты потепления климата в Абхазии// Материалы II Международной научно-практической конференции «Акту-

альные проблемы экологии в условиях современного мира». – Майкоп, 2002. – С. 74-76.

44. Дбар Р.С., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Исследование загрязнения атмосферных осадков на территории Абхазии// Материалы II Международной научно-практической конференции «Актуальные проблемы экологии в условиях современного мира». – Майкоп, 2002. – С. 76-78.

45. Денисов П.В., Бугаев Н.А. Химический состав атмосферных осадков в районе г. Харькова. ДАН СССР, 1955. – Т.108. №5. – С. 879-881.

46. Добровольский В.В. География микроэлементов. Глобальное рассеяние – М.: Мысль, 1983. – 272 с.

47. Дроздова В.М., Петренчук О.П., Селезнева Е.С. Химический состав атмосферных осадков по исследованиям в период МГГ и МГС// Материалы конф. По итогам МГГ и метеорологические изучения Антарктиды. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – С. 187-206.

48. Дроздов В.М., Петренчук О.П., Селезнев Е.С., Сви-стов П.Ф. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР// 90. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 209 с.

49. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 158 с.

50. Егорова В. А. Влияние ветрового режима на солевой состав атмосферных осадков северо-восточного побережья Черного моря// Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961. – Т.53. –С. 95 – 111.

51. Еремина И.Д. Многолетние наблюдения за химическим составом атмосферных осадков в Москве// Вестник Моск.ун-та, 2004 г. – Сер. 5. – №2. – С. 21-26.

52. Жаггар К.Б., Холодова М.И. Химический состав атмосферных осадков Воронежа// В кн.: Гидрохимические материалы. – М., 1960. – Т.31. – С. 8 – 11.

53. Заварзин Г.А. Бактерии и состав атмосферы. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 192 с.

54. Замолодчиков Д.Г. Прогноз роста глобальной температуры в XXI веке на основе простой статистической модели. // Компьютерные исследования и моделирование . 216. Т.8, №2, с. 379-390.

55. Зверев В. П. Химический состав атмосферных осадков Черноморского побережья Кавказа//ДАН СССР, 1962. – Т.142. №5. – С.1158-1161.

56. Израэль Ю.А. Радиоактивные выпадения после ядерных взрывов и аварий. СПб, Прогресс-погода, 1996, 355 с.

57. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Ровинский Ф.Я., Рябошапка А.Г., Филиппова Л.М. Кислотные дожди. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 204 с.

58. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. Л., Гидрометеиздат, 1994, 560 с.

59. Израэль Ю. А. Мирные ядерные взрывы и окружающая среда. – Л. 1974. – 170 с.

60. Исаев А.А. Экологическая климатология. Учебное пособие для ВУЗов. М.; Научный мир, 2001, 458 с.

61. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 254 с.

62. Исаев А.А. Атмосферные осадки. – М. Изд-во Моск. ун-та, 2002. – Ч.1. – 191 с.

63. Исаев А.А. Атмосферные осадки. (ч. II. Мезоструктура полей жидких осадков). М., изд-во МГУ, 2001, 98 с.

64. Исаев А.А. Летопись погоды, климата и экологии Москвы. вып. 1, М., Изд-во МГУ, 2001, 117 с.

65. Кароль И. Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. – Л., 1972.-183 с.

66. Кароль И.Л., Малахов С.Г., Жигаловская Т.Н. Глобальное распространение в атмосфере радиоактивных газов, аэрозолей и некоторых микроэлементов// Тр. ИЭМ, 1974. – Т. 42. – Вып.3. – С.3-18.

67. Климат, погода, экология Москвы. СПб, Гидрометеиздат, 1995, 438 с.

68. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. Л, Гидрометеиздат, 1991, 199с.

69. Клименко В.В. О главных климатических ритмах голоцена. ДАН. – 1997, т.357, №3, – С. 399-402.

70. Клименко А.В., Клименко В.В. Виновато ли человечество в глобальном изменении климата? Россия в окружающем мире. 1998, (Аналитический ежегодник). Отв. редактор Н.Н. Марфенин. – М.; Изд-во МНЭПУ, 1998, – С.53-66.

71. Кондратьев К.Я. Глобальная экодинамика и устойчивое развитие, естественно-научные аспекты и «человеческое» измерение. Изв. РГО, – 1997, т.129, – Вып.6, С.1-12.

72. Кондратьев К.Я. Всемирная исследовательская климатическая программа состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений// Метеорология и климатология морского транспорта ВНИИТИ, 1982. – Т.8. – 276 с.

73. Котляков В.М., Лосев К.С., Ананичева М.Д. Сравнение нарушенности экосистем России и других стран Европы. Изв. РАН. Сер. географ., – 1998, №2, – С.18-29.

74. Котляков В.М., Клинге Р.К., Захаров В.Г. Глобальные циклы климатических изменений и оледенение Антарктиды.//Глобальные изменения природной среды (Климат и водный режим). Н.С. Касимов – редактор. М, 2000, – С.70-90

75. Коссович П.С. О круговороте серы и хлора на земном шаре и о значении этого процесса в природе, почве и культуре сельскохозяйственных растений// Жур. опытной агрономии, 1913. – Т.14. – Кн.3.

76. Кривенцов М.И., Тарасов М.Н. Прогнозирование минерализации и содержание главных ионов в воде водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 111 с.

77. Куфтырева Н.С., Лашхия Ш.В., Мгеладзе К.Г. Природа Абхазии, Сухум, 1961, 340 с.

78. Ломинадзе В.П., Чиракадзе Г.И.(под редакцией). Климат и климатические ресурсы Грузии// Тр. ЗакНИМГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – Вып. 44 (50). – 383 с.

79. Матвеев А.А. Химический состав снега в Антарктиде по наблюдениям на профиле Мирный –Восток// В кн.: Гидрохимические материалы. – М., 1961. – Т. 34. – С. 3-11.

80. Матвеев А.А., Башмакова О.И. Химический состав атмосферных осадков некоторых районов СССР//В кн.: Гидрохимические материалы. – Л., 1966. – Т.42. – С. 3-21.

81. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии: Физика атмосферы. – Л. Гидрометеиздат, 1984, 751 с.

82. Мелешко В.П., Голицин Г.С., Володин Е.М., Мохов И.И. и др. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы //Изв. РАН, ФАО. – 1998. – №4. – Т.34. – С. 591-599.

83. Метеорология и атомная энергия/ пер. с англ., под ред. Н. Л. Бызовой и К. П. Махонько, Л., 1971 – 167 с.

84. Методические указания по определению химического состава осадков. – Л., 1980. – 65 с.

85. Микроэлементы в атмосфере фоновых районов суши и океана / А.Х. Остромогильский, Ю.А. Анохин, В.А. Ветров и др. – Обнинск: Информационный центр ВНИИГМИ – МПД, – 1981. – 41 с.

86. Микроэлементы в природных водах и в атмосфере / Т.Н. Жигаловская, Э.П. Маханько, А.И. Шилина и др // Тр. Ин-та экспериментальной метеорологии. – М.: Гидрометеиздат. – 1974. – Вып. 2 (41). – 182 с.

87. Общие требования к отбору, консервации проб// Инструкция по отбору проб для анализа сточных вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 123 с.

88. Олсон Л.Е. Климатическое обслуживание в интересах обеспечения устойчивого развития //Бюлл. ВМО. – 1997. – Т.46. – №1 – С. 33-35.

89. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М. О многолетних изменениях температуры воздуха по данным метеорологической обсерватории Казанского университета //Метеорология и гидрология. – 1994. – №7 – С. 59-67.

90. Переведенцев Ю.П. Глобальные изменения окружающей среды и климата: Уч. пособие. – Казань: УНИПРЕСС, 1998. – 63 с.

91. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П., Тудрий В.Д. Современные глобальные и региональные изменения окружающей среды и климата. – Казань: УНИПРЕСС, 1999. – 96 с.

92. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрей-2000, 1999, – 766 с.

93. Петренчук О.П. Изменение состава осадков в районе Свердловска в зависимости от метеорологических условий// Тр. ГГО, 1963. – Вып.141. – С. 28-35.

94. Петренчук О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 261 с.

95. Радиация. Дозы, эффекты, риск. Перевод с англ. Банникова Ю.А., М., Мир, 1990, 79 с.

96. Рубинштейн Е.С. Структура колебаний температуры воздуха на Северном полушарии. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – Ч.2. – 26 с.

97. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 448 с.

98. Селезнева Е.С. О ядрах конденсации в атмосфере// Тр. НИУ ГУГМС, 1945. – Сер.1. – Вып.7. – С. 22-34.

99. Селезнева Е.С. Изучение ядер конденсации и химических примесей в осадках в период Международного геофизического года// В кн.: Информ. сб. №3. – Л., 1957. – С. 44-49.

100. Селезнева Е.С., Петренчук О.П. О развитии исследований по химии осадков// В кн.: Информационное письмо №3. – Л., 1961. – С. 31-37.

101. Селезнева Е.С., Дроздова В.М., Петренчук О.П. Химический состав атмосферных осадков на ЕТС// Тр. Всесоюзн. метеорол. совещан. – Л., 1963. – Т.5. – С.56-63.

102. Селянинов Г.Т. Климатическое районирование СССР для сельскохозяйственных целей. В кн. «Памяти акад. Л.С. Берга», М., Изд. АН СССР, 1955, С. 187-225.

103. Селянинов Г.Т. Перспективы развития субтропического хозяйства СССР в связи с природными условиями

(агроклиматическая характеристика). Л.: Гидрометеиздат, 1961, 194 с.

104. Сивинцев Ю.В. Насколько опасно облучение (радиация и человек). Издание 2-е, М., Изд. АТ, 1991. 140 с.

105. Сборник методик и инструктивных материалов по определению вредных веществ для контроля источников загрязнения окружающей среды. – Краснодар, 1994. – Ч.2,3. – 218 с.

106. Супаташвили Г.Д. Некоторые закономерности формирования химического состава атмосферных осадков в Грузинской СССР// Тр. Ин-та океанологии, 1973. – Т.63. – С. 72-91.

107. Суркова Г.В. Химия атмосферы. – М.: Изд-во Московского ун-та, 2002. 210 с.

108. Суркова В. Г., Еремина И.Д., Зорина С.Л. Влияние континентальных и морских источников на химический состав летних атмосферных осадков северо-восточного побережья Черного моря. – М.: МГУ, 2005. – С.208-214.

109. Трубецкой П.П. Химические исследования за 1899г. Плотнянской агролаборатории// В кн.: Из пятого годовичного отчета Плотнянской с/х станции. – Одесса, 1900. – 74 с.

110. Турманидзе Т.И. Агроклиматические ресурсы Грузинской СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – С. 342.

111. Федоров В.Д., Гильманов Т.Г. Экология. М., Изд-во МГУ, 1980, 464 с.

112. Фролов И.Е. Гудкович З.М., Карклин В.П. Смоляницкий Ф.М. Изменения климата результат действия естественных причин. // Экологический вестник России. 2010., №1, с.49-54.

113. Харитонов А.Е., Шаров А.Ф. Статистический анализ динамики химического состава и количества атмосферных осадков г. Москва. – №17.2012. – С.323-325.

114. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология/ Учебник – 6-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. – 582 с.

115. Экба Э.А., Ахсалба А.К. Временная изменчивость атмосферных осадков на территории Абхазии// Тр. АГУ, Сухум, 2002. – Ч.1. – С. 59-64.

116. Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Атмосферные осадки, как экологический фактор лимитирующий продуктивность субтропических агроценозов// Тр. Межд. конф.: «Биосфера и человек». – Майкоп, 2001. – С. 336-338.

117. Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Экологическая роль атмосферных осадков и их влияние на продуктивность экосистем. Проблемы экологии горных территорий. Нальчик, изд-во КБНЦ РАН, 2003, – С. 193-200.

118. Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. О влиянии атмосферных осадков на продуктивность эко – систем. Тр. 2-ой рег. конф. «Биоразнообразие Кавказа», Сухум, 2002, – С. 313-320.

119. Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Тенденции изменения климата Юго-Западного Кавказа в XX-ом столетии. Тр. междунар. конф. «Биосфера и человек», Майкоп, 2003, – С. 38-41.

120. Экба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Дендроклиматическая оценка воздействия глобального потепления на хвойные лесные ценозы Абхазии// Тр. 3-ей Межд. конф.: «Биоразнообразие Кавказа». Нальчик, изд-во КБНЦ РАН, 2004, – С. 92-107.

121. Экба Я.А., Дбар Р.С. Экологические проблемы Абхазии и пути их решения с учетом региональных особенностей. Матер. н-прак. конф. «Перспективы сохранения и развития абхазской нации», Сухум, 2005, – С.72-96.

122. Экба Я.А., Дбар Р.С. Основы учения об окружающей среде. 2002, г. Краснодар, изд-во «Сев. Кавказ», 260 с.

123. Экба Я.А., Дбар Р.С., Маландзия В.И. 2007. Региональные изменения климата и экологические проблемы Абхазии // Биоразнообразие и трансформация горных экосистем Кавказа. Тр. Южного научного центра РАН. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН. Т. 3. С.61-72

124. Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Современные изменения приземной температуры воздуха и режима атмосферных осадков в прибрежной зоне Абхазии. Доклады Адыгской (черкесской) Международной академии наук. Нальчик. 2011, том 13, №2, С.105-111.

125. Эмба Я.А., Ахсалба А.К. 2008. Динамика климата черноморского побережья Абхазии. Матер.межд.н.-пр. конф.»Геосистемы: факторы развития, рациональное использование, методы управления». Туапсе. Изд. «Стерх». С.50-52.

126. Эмба Я.А., Ахсалба А.К., Марандиди С.И. Влияние моря на газовый состав атмосферного воздуха побережья Абхазии. Материалы II международной научно-практической конференции посвященной 20-летию МГТУ. Майкоп. 2013. с.57-64.

127. Эмба Я.А., Кишмария С.Р. Физика образования атмосферных осадков. – Сухум: АГУ, 2001. – 132 с.

128. Эмба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Региональные климатические изменения и экологические проблемы Абхазии. Материалы международного семинара . Современные проблемы геофизики и экологии. Майкоп , 2016, с 105-122.

129. Эмба Я.А., Дбар Р.С. Экологическая климатология и природные ландшафты Абхазии. Сочи, «Папирус-М-Дизайн», 2007, 240с.

130. Эмба Я.А., Ахсалба А.К., Современные изменения приземной температуры воздуха и режима атмосферных осадков в прибрежной зоне Абхазии. Доклады Адыгской (черкесской) Междунар. академии наук. Нальчик. 2011, том 13, №2, С.105-111.

131. Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Вековая динамика климата и его воздействие на наземные экосистемы. Матер. Международной научной конференции с элементами научной школы. Ставрополь, 2013. с. 289-294.

132. Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Воздействие климатических изменений на наземные экосистемы Абхазии. Вестник КЧГУ. 2013.с.283-291

133. Экба Я.А., Ахсалба А.К. Влияние изменений климата на урожайность цитрусовых культур в Абхазии. Материалы II международной научно-практической конференции посвященной 20-летию МГТУ. Майкоп. 2013.с.57-64.

134. Экологическая безопасность России. Материалы межвед. ком. по экологической безопасности. Вып. 2, М, изд-во «Юрид. литература», 1996, 335 с.

135. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. – М.: Мир, 1965, 424 с.

136. Boden T.A., Kanaciruk P., Farrel M.P. Trends'90:A Compendium of Data on Global Change. ORNL/CDIAC-36.-Carbon Dioxide information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge,Tennessee, USA, 1990.

137. Callendar G.S. Temperature fluctuations and trends over the earth. – Quart. J. Roy. Met. Soc. 1961, vol.87, №371, p. 1-12.

138. Hansen J.E., Johnson D, Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., Russel G. Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide.-Science, 1981, vol. 213, № 4511, p. 957-966.

139. Koppen W. Ueber mehrjarige Perioden der Witterrung (unsbesondere uber olie 11 jarige Periode der temperature). – Z. Der Osterreichischen Gessellschaft fur Meteor., 1873, Bd. 8, №16, S. 241-248; №17, S. 257-267.

140. Mitchell J.M. On the world –wide pattern of secular temperature change. – Changes of climate/ Arid zone Research XX, UNESCO, Paris, 1963. p. 161-181.

141. National Research Council. Aplan for a research program on aerosol radiative forcing and climate. National Academic Press, Washington, DC.1996

142. Schlesinger M.E. Climate model simulations of CO₂ – induced climatic change. –Adv. In Geophys., 1984, vol. 26, p. 141-235.

143. Tuncer B., Bayar B., Yesilyurt C., Tuncel G. Ionic composition of precipitation at the Central Anatolia (*Turkey*) // Atmos. Environ. 2001.Vol.35.P.5989.

Оглавление

Введение	3
Часть 1. Основы теории образования атмосферных осадков	7
Глава 1. Состав и строение атмосферы	8
1.1. Основные метеорологические элементы	8
1.2. Состав атмосферы	12
1.3. Гипотезы о происхождении атмосферы	16
1.4. Состав высоких слоев атмосферы	17
1.5. Вертикальное строение атмосферы	18
1.6. Горизонтальная неоднородность тропосферы	20
1.7. Уравнение состояния атмосферного воздуха	22
Глава 2. Статика атмосферы	25
2.1. Изменение плотности воздуха и атмосферного давления с высотой	25
2.2. Основное уравнение статики атмосферы	25
2.3. Барометрическая формула	28
Глава 3. Термодинамика атмосферы	35
3.1. Уравнение первого начала термодинамики атмосферы	35
3.2. Адиабатический процесс	36
3.3. Устойчивость атмосферы по отношению к сухо-адиабатическому процессу (метод частицы)	40
3.4. Влажноадиабатический процесс	41
3.5. Термодинамические графики	43
Глава 4. Основные свойства облаков и их микроструктура	47
4.1. Классификация облачности	49
4.2. Фазовое строение облаков	50
4.3. Распределение облачных частиц по размерам	52
4.4. Общие аспекты образования облачных капель	54
4.5. Атмосферные ядра конденсации	56
Глава 5. Конденсация водяного пара в атмосфере	58
5.1. Термодинамический вывод формулы У. Томсона	58

5.2. Рост облачных частиц за счет конденсации.	
Диффузионный рост капли	61
Глава 6. Образование осадков в жидкокапельных облаках	67
6.1. Коагуляционный рост облачных капель	67
6.2. Установившаяся скорость падения капли	68
6.3. Коэффициент захвата облачных частиц	70
6.4. Уравнение гравитационной коагуляции облачных капель	72
Глава 7. Образование и рост ледяных кристаллов.	75
7.1. Зарождение ледяной фазы в облаках.	75
7.2. Атмосферные ледяные ядра	77
7.3. Диффузионный рост ледяных кристаллов	80
7.4. Укрупнение кристалла за счет намерзания облачных частиц	83
Глава 8. Образование атмосферных осадков	89
8.1. Классификация осадков	89
8.2. Физические процессы, приводящие к выпадению осадков	90
8.3. Образование осадков, выпадающих из облаков слоистых форм	92
8.4. Общая характеристика и структура конвективных облаков	94
8.5. Образование осадков, в конвективных облаков	96
8.6. Эффективность образования осадков	99
Глава 9. Искусственные воздействия на облака	101
9.1. Основные механизмы искусственного вызывания осадков	101
9.2. Физическая эффективность искусственного увеличения осадков	105

Часть 2. Изменения температуры приземного слоя воздуха в Абхазии

Глава 10. Особенности динамики климатообразующих факторов на территории Абхазии	120
---	-----

10.1. Температура внешней среды	122
10.2. Многолетние изменения температуры приземного слоя воздуха	124
10.3. Особенности температурного режима территории Абхазии	132
10.4.. Распределение среднегодовых температур приземного воздуха	141
10.5. Региональные особенности потепления климата в Абхазии	146
10.6 Влияние вулканической деятельности на температуру приземного слоя воздуха в Абхазии.	148
Глава 11. Влажность приземного слоя воздуха как один из основных экологических факторов	161
11.1. Экологическая роль влажности	161
11.2. Основные характеристики влажности на территории Абхазии	164
11.3. Особенности гидротермического режима территории Абхазии.	172
Часть 3. Режим атмосферных осадков и их воздействие на наземные экосистемы Абхазии	179
Глава 12. Режим атмосферных осадков на территории Абхазии	180
12.1. Особенности глобального распределения осадков	180
12.2. Влияние орографии на пространственное распределение осадков	182
12.3. Межгодовые и сезонные изменения осадков	187
12.4. Динамика атмосферных осадков в период глобального потепления	196
Глава 13. Химический состав атмосферных осадков	206
13.1. Значение атмосферного переноса водорастворимых форм химических элементов.	206
13.2. Особенности формирования химического состава атмосферных осадков на Кавказе.	217

13.3. Гидрохимический состав атмосферных осадков в Абхазии	225
13.4. Общая минерализация атмосферных осадков ...	228
13.5. Динамика водородного показателя атмосферных осадков на территории Абхазии	235
13.6. Влияние кислотных осадков на наземные экосистемы	253
Глава 14. Радиоактивность атмосферных осадков	262
14.1. Источники радиоактивного излучения	262
14.2. Атмосферная радиоактивность	270
14.3. Захват продуктов радиоактивного распада атмосферными аэрозолями	277
14.4. Метеорологические аспекты радиоактивного загрязнения	281
14.5. Локальные и глобальные выпадения радионуклидов	283
14.6. Вымывание радионуклидов осадками на территории Абхазии	290
Глава 15. Влияние атмосферной влаги на урожайность субтропических культур	294
Заключение	303
Приложения	309
Литература	414
Оглавление	427

Научное издание

**Экба Январби Алиевич
Ахсалба Асида Константиновна**

**Физическая экология атмосферы
(статика и термодинамика атмосферы, физика
образования, режим выпадения, химсостав и
радиоактивность атмосферных осадков на
территории Абхазии)**