

Отражение погодно-климатических факторов в проектах автомобильных дорог

Филинович С.С.

Белорусский национальный технический университет

Введение

Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывные изменения этого распределения называют тепловым режимом атмосферы. Тепловой режим атмосферы является важнейшей характеристикой климата и определяется прежде всего теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой. Под окружающей средой при этом понимают космическое пространство, соседние массы или слои воздуха и особенно земную поверхность.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ — количественные показатели динамики температурного фактора, имеющие первостепенное значение для жизнедеятельности организмов. Тепловой режим определяется широтой местности, высотой над уровнем моря и временем года.

Отражение погодно-климатических факторов в проектах автомобильных дорог

Поверхность, непосредственно нагреваемую солнечными лучами и отдающую тепло нижележащим слоям и воздуху, называют деятельной. Температура деятельной поверхности, ее величина и изменение (суточный и годовой ход) определяются тепловым балансом.

Максимальное значение почти всех составляющих теплового баланса наблюдается в околополуденные часы. Исключение представляет максимум теплообмена в почве, приходящийся на утренние часы.

Максимальные амплитуды суточного хода составляющих теплового баланса отмечаются в летнее время, минимальные — зимой. В суточном ходе температуры поверхности, сухой и лишенной растительности, в ясный день максимум наступает после 13 часов, а минимум — около момента восхода Солнца. Облачность нарушает правильный ход температуры поверхности и вызывает смещение моментов максимумов и минимумов. Большое влияние на температуру поверхности оказывают ее влажность и растительный покров. Дневные максимумы температуры поверхности могут составлять + 80°С и более. Суточные колебания достигают 40°. Их величина зависит от широты места, времени года, облачности, тепловых свойств поверхности, ее цвета, шероховатости, от растительного покрова, а также от экспозиции склонов.

Годовой ход температуры деятельного слоя различен на разных широтах. Максимум температуры в средних и высоких широтах обычно

наблюдается в июне, минимум — в январе. Амплитуды годовых колебаний температуры деятельного слоя в низких широтах очень малы, в средних широтах на суше они достигают 30° . На годовые колебания температуры поверхности в умеренных и высоких широтах сильно влияет снежный покров.

На передачу тепла от слоя к слою затрачивается время, и моменты наступления максимальных и минимальных в течение суток температур запаздывают на каждые 10 см примерно на 3 часа. Если на поверхности наивысшая температура была около 13 часов, на глубине 10 см максимум температуры наступит около 16 часов, а на глубине 20 см — около 19 часов и т. д. При последовательном нагревании нижележащих слоев от вышележащих каждый слой поглощает некоторое количество тепла. Чем глубже слой, тем меньше тепла он получает и тем слабее в нем колебания температуры. Амплитуда суточных колебаний температуры с глубиной уменьшается на каждые 15 см в 2 раза. Это значит, что если на поверхности амплитуда равна 16° , то на глубине 15 см — 8° , а на глубине 30 см — 4° .

На глубине в среднем около 1 м суточные колебания температуры почвы "затухают". Слой, в котором эти колебания практически прекращаются, называется слоем постоянной суточной температуры.

Чем больше период колебания температур, тем глубже они распространяются. В средних широтах слой постоянной годовой температуры находится на глубине 19—20 м, в высоких широтах на глубине 25 м. В тропических широтах годовые амплитуды температуры невелики и слой постоянной годовой амплитуды расположен на глубине всего 5—10 м. Моменты наступления в течение года максимальных и минимальных температур запаздывают в среднем на 20—30 суток на каждый метр. Таким образом, если наименьшая температура на поверхности наблюдалась в январе, на глубине 2 м она наступает в начале марта. Наблюдения показывают, что температура в слое постоянной годовой температуры близка к средней годовой температуре воздуха над поверхностью.

Вода, обладая большей теплоемкостью и меньшей теплопроводностью, чем суша, медленнее нагревается и медленнее отдает тепло. Часть солнечных лучей, падающих на водную поверхность, поглощается самым верхним слоем, а часть их проникает на значительную глубину, нагревая непосредственно некоторый ее слой.

Подвижность воды делает возможным перенос тепла. Вследствие турбулентного перемешивания передача тепла вглубь происходит в 1000 — 10 000 раз быстрее, чем путем теплопроводности. При остывании поверхностных слоев воды возникает тепловая конвекция, сопровождающаяся перемешиванием. Суточные колебания температуры на поверхности Океана в высоких широтах в среднем всего $0,1^{\circ}$, в умеренных — $0,4^{\circ}$, в тропических — $0,5^{\circ}$. Глубина проникновения этих колебаний 15—20 м. Годовые амплитуды температуры на поверхности Океана от 1° в экваториальных широтах до $10,2^{\circ}$ в умеренных. Годовые колебания температуры проникают на глубину 200—

300 м. Моменты максимумов температуры водоемов запаздывают по сравнению с сушей. Максимум наступает около 15—16 часов, минимум — через 2—3 часа после восхода Солнца.

Тепловой режим нижнего слоя атмосферы.

Воздух нагревается в основном не солнечными лучами непосредственно, а за счет передачи ему тепла подстилающей поверхностью (процессы излучения и теплопроводности). Важнейшую роль в переносе тепла от поверхности в вышележащие слои тропосферы играют турбулентный теплообмен и передача скрытой теплоты парообразования. Беспорядочное движение частиц воздуха, вызванное его нагреванием неравномерно нагретой подстилающей поверхности, называют термической турбулентностью или термической конвекцией.

Если вместо мелких хаотических движущихся вихрей начинают преобладать мощные восходящие (термики) и менее мощные нисходящие движения воздуха, конвекция называется упорядоченной. Нагревающийся у поверхности воздух устремляется вверх, перенося тепло. Термическая конвекция может развиваться только до тех пор, пока воздух имеет температуру выше температуры той среды, в которой он поднимается (неустойчивое состояние атмосферы). Если температура поднимающегося воздуха окажется равной температуре окружающей его среды, поднятие прекратится (безразличное состояние атмосферы); если же воздух станет холоднее окружающей среды, он начнет опускаться (устойчивое состояние атмосферы).

При турбулентном движении воздуха все новые и новые его частицы, соприкасаясь с поверхностью, получают тепло, а поднимаясь и перемешиваясь, отдают его другим частицам. Количество тепла, получаемое воздухом от поверхности посредством турбулентности, больше количества тепла, получаемого им в результате излучения, в 400 раз и в результате передачи путем молекулярной теплопроводности — почти в 500 000 раз. Тепло переносится от поверхности в атмосферу вместе с испарившейся с нее влагой, а затем выделяется в процессе конденсации. Каждый грамм водяного пара содержит 600 кал скрытой теплоты парообразования.

В поднимающемся воздухе температура изменяется вследствие адиабатического процесса, т. е. без обмена теплом с окружающей средой, за счет преобразования внутренней энергии газа в работу и работы во внутреннюю энергию. Так как внутренняя энергия пропорциональна абсолютной температуре газа, происходит изменение температуры. Поднимающийся воздух расширяется, производит работу, на которую затрачивает внутреннюю энергию, и температура его понижается. Опускающийся воздух, наоборот, сжимается, затраченная на расширение энергия освобождается, и температура воздуха растет.

Сухой или содержащий водяные пары, но ненасыщенный ими воздух, поднимаясь, адиабатически охлаждается на 1° на каждые 100 м. Воздух, насыщенный водяными парами, при подъеме на 100 м охлаждается менее чем на 1° , так как в нем происходит конденсация, сопровождающаяся выделением тепла, частично компенсирующего тепло, затраченное на расширение.

Величина охлаждения насыщенного воздуха при подъеме его на 100 м зависит от температуры воздуха и от атмосферного давления и изменяется в значительных пределах. Ненасыщенный воздух, опускаясь нагревается на 1° на 100 м, насыщенный на меньшую величину, так как в нем происходит испарение, на которое затрачивается тепло. Поднимающийся насыщенный воздух обычно теряет влагу в процессе выпадения осадков и становится ненасыщенным. При опускании такой воздух нагревается на 1° на 100 м.

В результате понижение температуры при подъеме оказывается меньше, чем ее повышение при опускании, и поднявшийся, а затем опустившийся воздух на одном и том же уровне при одном и том же давлении, будет иметь разную температуру — конечная температура будет выше начальной. Такой процесс называется псевдоадиабатическим.

Так как воздух нагревается главным образом от деятельной поверхности, температура с высотой в нижнем слое атмосферы, как правило, понижается. Вертикальный градиент для тропосферы в среднем составляет $0,6^\circ$ на 100 м. Он считается положительным, если температура с высотой убывает, и отрицательным, если она повышается. В нижнем, приземном слое воздуха (1,5—2 м) вертикальные градиенты могут быть очень большими.

Возрастание температуры с высотой называется инверсией, а слой воздуха, в котором температура с высотой возрастает,— слоем инверсии. В атмосфере почти всегда можно наблюдать слои инверсии. У земной поверхности при сильном ее охлаждении в результате излучения возникает радиационная инверсия (инверсия излучения). Она появляется в ясные летние ночи и может охватить слой в несколько сотен метров. Зимой в ясную погоду инверсия сохраняется несколько суток и даже недель. Зимние инверсии могут охватывать слой до 1,5 км.

Усилению инверсии способствуют условия рельефа: холодный воздух стекает в понижение и там застаивается. Такие инверсии называются орографическими. Мощные инверсии, называемые адвективными, образуются в тех случаях, когда сравнительно теплый воздух приходит на холодную поверхность, охлаждающую нижние его слои. Адвективные инверсии днем выражены слабо, ночью они усиливаются радиационным выхолаживанием. Весной образованию таких инверсий способствует еще не стаявший снежный покров.

С явлением инверсии температуры в приземном слое воздуха связаны заморозки. Заморозки — понижение температуры воздуха ночью до 0° и ниже в то время, когда средние суточные температуры выше 0° (осень, весна).

Может быть и так, что заморозки наблюдаются только на почве при температуре воздуха над ней выше нуля.

Тепловое состояние атмосферы оказывает влияние на распространение в ней света. В тех случаях, когда температура с высотой резко изменяется (повышается или понижается), возникают миражи.

Мираж — мнимое изображение предмета, появляющееся над ним (верхний мираж) или под ним (нижний мираж). Реже бывают боковые миражи (изображение появляется сбоку). Причина миражей — искривление траектории световых лучей, идущих от предмета к глазу наблюдателя, в результате их преломления на границе слоев с разной плотностью.

Суточный и годовой ход температуры в нижнем слое тропосферы до высоты 2 км в общем отражает ход температуры поверхности. С удалением от поверхности амплитуды колебаний температуры уменьшаются, а моменты максимума и минимума запаздывают. Суточные колебания температуры воздуха зимой заметны до высоты 0,5 км, летом — до 2 км.

Амплитуда суточных колебаний температуры с увеличением широты места уменьшается. Наибольшая суточная амплитуда — в субтропических широтах, наименьшая — в полярных. В умеренных широтах суточные амплитуды различны в разные времена года. В высоких широтах наибольшая суточная амплитуда весной и осенью, в умеренных — летом.

Годовой ход температуры воздуха зависит прежде всего от широты места. От экватора к полюсам годовая амплитуда колебаний температуры воздуха увеличивается.

Выделяют четыре типа годового хода температуры по величине амплитуды и по времени наступления крайних температур.

Экваториальный тип характеризуется двумя максимумами (после моментов равноденствия) и двумя минимумами (после моментов солнцестояния). Амплитуда над Океаном около 1° , над сушей — до 10° . Температура весь год положительная.

Тропический тип — один максимум (после летнего солнцестояния) и один минимум (после зимнего солнцестояния). Амплитуда над Океаном — около 5° , на суше — до 20° . Температура весь год положительная.

Умеренный тип — один максимум (в северном полушарии над сушей в июле, над Океаном в августе) и один минимум (в северном полушарии над сушей в январе, над Океаном в феврале). Отчетливо выделяются четыре сезона: теплый, холодный и два переходных. Годовая амплитуда температуры увеличивается с увеличением широты, а также по мере удаления от Океана: на побережье 10° , вдали от Океана — до 60° и более (в Якутске — $-62,5^{\circ}$). Температура в холодный сезон отрицательна.

Полярный тип — зима очень продолжительная и холодная, лето короткое, прохладное. Годовые амплитуды 25° и больше (над сушей до 65°). Температура большую часть года отрицательная. Общая картина годового хода температуры воздуха осложняется влиянием факторов, среди которых

особенно большое значение принадлежит подстилающей поверхности. Над водной поверхностью годовой ход температуры сглаживается, над сушей, наоборот, выражен резче. Сильно снижает годовые температуры снежный и ледяной покров. Влияют также высота места над уровнем Океана, рельеф, удаленность от Океана, облачность. Плавный ход годовой температуры воздуха нарушается возмущениями, вызываемыми вторжением холодного или, наоборот, теплого воздуха. Примером могут быть весенние возвраты холодов (волны холода), осенние возвраты тепла, зимние оттепели в умеренных широтах.

Распределение температуры воздуха у подстилающей поверхности.

Если бы земная поверхность была однородна, а атмосфера и гидросфера неподвижны, распределение тепла по поверхности Земли определялось бы только поступлением солнечной радиации и температура воздуха постепенно убывала бы от экватора к полюсам, оставаясь одинаковой на каждой параллели (солярные температуры). Действительно среднегодовые температуры воздуха определяются тепловым балансом и зависят от характера подстилающей поверхности и непрерывного межширотного теплообмена, осуществляемого посредством перемещения воздуха и вод Океана, а поэтому существенно отличаются от солярных.

Действительные средние годовые температуры воздуха у земной поверхности в низких широтах ниже, а в высоких, наоборот, выше солярных. В южном полушарии действительные средние годовые температуры на всех широтах ниже, чем в северном. Средняя температура воздуха у земной поверхности в северном полушарии в январе $+8^{\circ}\text{C}$, в июле $+22^{\circ}\text{C}$; в южном — в июле $+10^{\circ}\text{C}$, в январе $+17^{\circ}\text{C}$. Годовые амплитуды колебаний температуры воздуха, составляющие для северного полушария 14° , а для южного только 7° , свидетельствуют о меньшей континентальности южного полушария. Средняя за год температура воздуха у земной поверхности в целом $+14^{\circ}\text{C}$.

Если отметить на различных меридианах наивысшие средние годовые или месячные температуры и соединить их, получим линию теплового максимума, называемую также часто термическим экватором. Правильнее, вероятно, считать термическим экватором параллель (широтный круг) с наивысшими нормальными средними температурами года или какого-либо месяца. Термический экватор не совпадает с географическим и "сдвинут" к северу. В течение года он перемещается от 20° с. ш. (в июле) до 0° (в январе). Причин смещения термического экватора к северу несколько: преобладание суши в тропических широтах северного полушария, антарктический полюс холода, и, возможно, имеет значение продолжительность лета (лето южного полушария короче).

Тепловые пояса

За границы тепловых (температурных) поясов принимают изотермы. Тепловых поясов семь:

жаркий пояс, расположенный между годовой изотермой $+20^{\circ}$ северного и южного полушарий; два умеренных пояса, ограниченные со стороны экватора годовой изотермой $+20^{\circ}$, со стороны полюсов изотермой $+10^{\circ}$ самого теплого месяца;

два холодных пояса, находящиеся между изотермой $+10^{\circ}$ и самого теплого месяца;

два пояса мороза, расположенные около полюсов и ограниченные изотермой 0° самого теплого месяца. В северном полушарии это Гренландия и пространство около северного полюса, в южном — область внутри параллели 60° ю. ш.

Температурные пояса — основа климатических поясов. В пределах каждого пояса наблюдаются большие разнообразия температур в зависимости от подстилающей поверхности. На суше очень велико влияние рельефа на температуру. Изменение температуры с высотой на каждые 100 м неодинаково в различных температурных поясах. Вертикальный градиент в нижнем километровом слое тропосферы изменяется от 0° над ледяной поверхностью Антарктиды до $0,8^{\circ}$ летом над тропическими пустынями. Поэтому способ приведения температур к уровню моря с помощью среднего градиента ($6^{\circ}/100$ м) может иногда привести к грубым ошибкам. Изменение температуры с высотой — причина вертикальной климатической поясности.

Вода в атмосфере

В земной атмосфере содержится около 14000 км³ водяного пара. Вода попадает в атмосферу в основном в результате испарения с поверхности Земли. В атмосфере влага конденсируется, переносится воздушными течениями и выпадает снова на земную поверхность. Совершается постоянный круговорот воды, возможный благодаря ее способности находиться в трех состояниях (твердом, жидком и парообразном) и легко переходить из одного состояния в другое.

Характеристика влажности воздуха

Содержание водяного пара в воздухе — влажность воздуха — характеризуется абсолютной влажностью, удельной влажностью, относительной влажностью, дефицитом влажности, точкой росы.

Абсолютная влажность — содержание в атмосфере водяного пара в граммах на 1 м³ воздуха ("а").

Относительная влажность — отношение фактической упругости водяного пара к упругости насыщения, выраженное в процентах. Относительная влажность характеризует степень насыщения воздуха водяным паром.

Дефицит влажности — недостаток насыщения при данной температуре:

Точка росы — температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар насыщает его.

Испарение и испаряемость. Водяной пар попадает в атмосферу посредством испарения с подстилающей поверхности (физическое испарение) и транспирации. Процесс физического испарения заключается в преодолении быстро движущимися молекулами воды сил сцепления, в отрыве их от поверхности и переходе в атмосферу. Чем выше температура испаряющей поверхности, тем быстрее движение молекул и тем больше их попадает в атмосферу.

При насыщении воздуха водяным паром процесс испарения прекращается.

Процесс испарения требует затрат тепла: на испарение 1 г воды требуется 597 кал, на испарение 1 г льда на 80 кал больше. В результате температура испаряющейся поверхности понижается.

Испарение с Океана на всех широтах значительно больше, чем испарение с суши. Максимальная величина его для Океана достигает 3000 см в год. В тропических широтах годовые суммы испарения с поверхности Океана наибольшие и в течение года оно меняется мало. В умеренных широтах максимальное испарение с Океана — зимой, в полярных широтах — летом. Максимальные величины испарения с поверхности суши составляют 1000 мм. Его различия по широтам определяются радиационным балансом и увлажнением. В общем в направлении от экватора к полюсам в соответствии с понижением температуры испарение уменьшается.

В случае отсутствия достаточного количества влаги на испаряющей поверхности испарение не может быть большим даже при высокой температуре и огромном дефиците влажности. Возможное испарение — испаряемость — в этом случае очень велико. Над водной поверхностью испарение и испаряемость совпадают. Над сушей испарение может быть значительно меньше испаряемости. Испаряемость характеризует, величину возможного испарения с суши при достаточном увлажнении. Суточный и годовой ход влажности воздуха. Влажность воздуха постоянно изменяется в связи с изменениями температуры испаряющей поверхности и воздуха, соотношения процессов испарения и конденсации, переноса влаги.

^ Суточный ход абсолютной влажности воздуха может быть простым и двойным. Первый совпадает с суточным ходом температуры, имеет один максимум и один минимум и характерен для мест с достаточным количеством влаги. Его можно наблюдать над Океаном, а зимой и осенью — над сушей.

Двойной ход имеет два максимума и два минимума и характерен для суши. Утренний минимум перед восходом Солнца объясняется очень слабым испарением (или даже его отсутствием) в ночные часы. С увеличением прихода лучистой энергии Солнца испарение растет, абсолютная влажность достигает максимума около 9 час. В результате развивающаяся конвекция — перенос влаги в более верхние слои — происходит быстрее, чем поступление ее в воздух с испаряющей поверхности, поэтому около 16 час возникает второй минимум. К вечеру конвекция прекращается, а испарение с нагретой днем поверхности еще достаточно интенсивно и в нижних слоях воздуха накапливается влага, создавая около 20—21 часа второй (вечерний) максимум.

Годовой ход абсолютной влажности также соответствует годовому ходу температуры. Летом абсолютная влажность наибольшая, зимой — наименьшая. Суточный и годовой ход относительной влажности почти всюду противоположен ходу температуры, так как максимальное влагосодержание с повышением температуры растет быстрее абсолютной влажности.

Суточный максимум относительной влажности наступает перед восходом Солнца, минимум — в 15—16 часов. В течение года максимум относительной влажности, как правило, приходится на самый холодный месяц, минимум — на самый теплый. Исключение составляют области, в которых летом дуют влажные ветры с моря, а зимой — сухие с материка.

Распределение влажности воздуха. Содержание влаги в воздухе по направлению от экватора к полюсам в общем убывает от 18—20 мб до 1—2. Максимальная абсолютная влажность (более 30 г/м³) зафиксирована над Красным морем и в дельте р. Меконг, наибольшая средняя годовая (более 67 г/м³) — над Бенгальским заливом, наименьшая средняя годовая (около 1 г/м³) и абсолютный минимум (меньше 0,1 г/м³) — над Антарктидой. Относительная влажность с изменением широты изменяется сравнительно мало: так, на широтах 0—10° она составляет максимум 85%, на широтах 30—40° — 70% и на широтах 60—70° — 80%. Заметное понижение относительной влажности отмечается только на широтах 30—40° в северном и южном полушариях. Наибольшая среднегодовая величина относительной влажности (90%) наблюдалась в устье Амазонки, наименьшая (28%) — в Хартуме (долина Нила).

Конденсация и сублимация. В воздухе, насыщенном водяным паром, при понижении его температуры до точки росы или увеличении в нем количества водяного пара происходит конденсация — вода из парообразного состояния переходит в жидкое. При температуре ниже 0°С вода может, минуя жидкое состояние, перейти в твердое. Этот процесс называется сублимацией. И конденсация и сублимация могут происходить в воздухе на ядрах конденсации, на земной поверхности и на поверхности различных предметов. Когда температура воздуха, охлаждающегося от подстилающей поверхности, достигает точки росы, на холодную поверхность из него оседают роса, иней, жидкий и твердый налеты, изморозь.

Роса — мельчайшие капельки воды, часто сливающиеся. Она появляется обычно ночью на поверхности, на листьях растений, охладившихся в результате излучения тепла. В умеренных широтах за ночь роса дает 0,1—0,3 мм, а за год— 10—50 мм влаги.

Иней — твердый белый осадок. Образуется в тех же условиях, как и роса, но при температуре ниже 0° (сублимация). При образовании росы выделяется скрытая теплота, при образовании инея тепло, наоборот, поглощается.

Жидкий и твердый налет — тонкая водяная или ледяная пленка, образующаяся на вертикальных поверхностях (стены, столбы и т. п.) при смене холодной погоды на теплую в результате соприкосновения влажного и теплого воздуха с охлажденной поверхностью.

Изморозь — белый рыхлый осадок, оседающий на деревьях, проводах и углах зданий из воздуха, насыщенного влагой при температуре значительно ниже 0°. Сплошной слой плотного льда на земной поверхности и различных предметах, появляющийся при выпадении переохлажденных капелек дождя или тумана на охлажденную ниже 0° поверхность, называется гололедом. Обычно он образуется осенью и весной при температуре 0°, —5°.

Скопление продуктов конденсации или сублимации (капелек воды, кристалликов льда) в приземных слоях воздуха называется туманом или дымкой. Туман и дымка различаются размерами капелек и вызывают разную степень снижения видимости. При тумане видимость 1 км и менее, при дымке — более 1 км. При укрупнении капелек дымка может превратиться в туман. Испарение влаги с поверхности капелек способно вызвать переход тумана в дымку.

Если конденсация (или сублимация) водяного пара происходит на некоторой высоте над поверхностью, образуются облака. От тумана они отличаются положением в атмосфере, физическим строением и разнообразием форм. Возникновение облаков связано главным образом с адиабатическим охлаждением поднимающегося воздуха. Поднимаясь и при этом постепенно охлаждаясь, воздух достигает границы, на которой его температура оказывается равной точке росы. Эта граница называется уровнем конденсации. Выше, при наличии ядер конденсации, начинается конденсация водяных паров и могут образовываться облака. Таким образом, нижняя граница облаков практически совпадает с уровнем конденсации. Верхняя граница облаков определяется уровнем конвекции — границы распространения восходящих токов воздуха. Она часто совпадает с задерживающими слоями.

На большой высоте, где температура поднимающегося воздуха ниже 0°, в облаке появляются ледяные кристаллики. Кристаллизация происходит обычно при температуре —10° С, —15° С. Резкой границы между расположением жидких и твердых элементов в облаке нет, существуют мощные переходные слои. Капельки воды и кристаллики льда, составляющие облако, увлекаются вверх восходящими токами и снова опускаются под

действием силы тяжести. Опускаясь ниже границы конденсации, капельки могут испаряться. В зависимости от преобладания тех или других элементов облака делятся на водяные, ледяные, смешанные.

Водяные облака состоят из капелек воды. При отрицательной температуре капельки в облаке переохлаждены (до -30°C). Радиус капелек чаще всего от 2 до 7 мк, редко до 100 мк. В 1 см³ водяного облака — несколько сотен капелек.

Ледяные облака состоят из кристалликов льда.

Смешанные содержат одновременно капельки воды разных размеров и кристаллики льда. В теплое время года водяные облака возникают главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные — в средних, ледяные — в верхних. В основу современной международной классификации облаков положено их разделение по высоте и внешнему виду.

По внешнему виду и высоте расположения облака делят на 10 родов:

I семейство (верхний ярус):

1-й род. Перистые (C) — отдельные нежные облака, волокнистые или нитевидные, без "теней", обычно белые, часто блестящие.

2-й род. Перисто-кучевые (Cc) — слои и гряды прозрачных хлопьев и шариков без теней.

3-й род. Перисто-слоистые (Cs) — тонкая, белая, просвечивающая пелена.

Все облака верхнего яруса ледяные.

II семейство (средний ярус):

4-й род. Высококучевые (Ac) — слои или гряды из белых пластин и шаров, валы. Состоят из мельчайших капелек воды.

5-й род. Высокослоистые (As) — ровная или слегка волнистая пелена серого цвета. Относятся к смешанным облакам.

III семейство (нижний ярус):

6-й род. Слоисто-кучевые (Sc) — слои и гряды из глыб и валов серого цвета. Состоят из капель воды.

7-й род. Слоистые (St) — пелена облаков серого цвета. Обычно это облака водяные.

8-й род. Слоисто-дождевые (Ns) — бесформенный серый слой. Часто "эти облака сопровождаются нижележащими разорванно-дождевыми (Fn),

Слоисто-дождевые облака смешанные.

IV семейство (облака вертикального развития):

9-й род. Кучевые (Cu) — плотные облачные клубы и кучи с почти горизонтальным основанием. Кучевые облака водяные. Кучевые облака с разорванными краями называются разорванно-кучевыми (Fc).

10-й род. Кучево-дождевые (Cb) — плотные клубы, развитые по вертикали, в нижней части водяные, в верхней — ледяные.

Характер и форма облаков обуславливаются процессами, вызывающими охлаждение воздуха, приводящее к облакообразованию. В результате конвекции, развивающейся при нагревании неоднородной поверхности, образуются кучевые облака (IV семейство). Они различаются в зависимости от интенсивности конвекции и от положения уровня конденсации: чем интенсивнее конвекция, чем выше ее уровень, тем больше вертикальная мощность кучевых облаков.

При встрече теплых и холодных масс воздуха теплый воздух всегда стремится подняться вверх по холодному. При поднятии его в результате адиабатического охлаждения формируются облака. Если теплый воздух медленно поднимается по слабонаклонной (1—2 км на расстоянии 100—200 км) поверхности раздела теплых и холодных масс (процесс восходящего скольжения), образуется сплошной облачный слой, простирающийся на сотни километров (700—900 км). Возникает характерная облачная система: внизу часто находятся разорванно-дождевые облака (Fn), над ними — слоисто-дождевые (Ns), выше — высокослоистые (As), перисто-слоистые (Cs) и перистые облака (C).

В том случае, когда теплый воздух энергично выталкивается вверх подтекающим под него холодным воздухом, образуется иная облачная система. Так как приземные слои холодного воздуха вследствие трения двигаются медленнее вышележащих слоев, поверхность раздела в ее нижней части круто изгибается, теплый воздух поднимается почти вертикально и в нем возникают кучево-дождевые облака (Cb). Если выше наблюдается восходящее скольжение теплого воздуха по холодному, развиваются (как и в первом случае) слоисто-дождевые, высокослоистые и перисто-слоистые облака. Если же восходящее скольжение прекращается, облака не образуются.

Облака, образующиеся при подъеме теплого воздуха по холодному, называются фронтальными. Если подъем воздуха вызван его натеканием на склоны гор и возвышенностей, образующиеся при этом облака получили название орографических. На нижней границе слоя инверсии, разделяющей более плотный и менее плотные слои воздуха, возникают волны длиной в несколько сотен метров и высотой 20—50 м. На гребнях этих волн, там, где воздух, поднимаясь, охлаждается, образуются облака; в понижениях между гребнями облакообразования не происходит. Так возникают длинные параллельные друг другу полосы или валы волнистых облаков. В зависимости от высоты их расположения они бывают высококучевыми или слоисто-кучевыми.

Если в атмосфере до возникновения волнового движения уже были облака, происходит их уплотнение на гребнях волн и уменьшение плотности в понижениях. В результате возникает часто наблюдаемое чередование более темных и светлых облачных полос. При турбулентном перемешивании воздуха на значительном пространстве, например в результате увеличения трения о поверхность при движении его с моря на сушу, образуется слой

облаков, отличающийся неодинаковой мощностью в разных частях и даже разрывами. Потери тепла излучением ночью зимой и осенью вызывают в воздухе с большим содержанием водяных паров облакообразование. Так как процесс этот протекает спокойно и непрерывно, возникает сплошной слой облаков, тающих днем.

Гроза. Процесс облакообразования всегда сопровождается электризацией и скоплением в облаках свободных зарядов. Электризация наблюдается даже в небольших кучевых облаках, но особенно интенсивно проявляется она в мощных кучево-дождевых облаках вертикального развития с низкой температурой в верхней части ($t < -25^\circ$). Верхняя часть такого облака обычно несет положительный заряд, а его основание — отрицательный.

Между участками облака с разными зарядами или между облаком и землей происходят электрические разряды — молнии, сопровождаемые громом. Это гроза. Продолжительность грозы максимум несколько часов. На Земле ежечасно происходит около 2000 гроз. Благоприятные условия для возникновения грозы — сильная конвекция и большая водность облаков. Поэтому особенно часты грозы над сушей в тропических широтах (до 150 дней в году с грозами), в умеренных широтах над сушей — с грозами 10—30 дней в году, над морем — 5—10. В полярных районах грозы очень редки.

^ Световые явления в атмосфере. В результате отражения, преломления и дифракции световых лучей в капельках и ледяных кристалликах облаков возникают гало, венцы, радуги.

Гало - это круги, дуги, световые пятна (ложные солнца), окрашенные и бесцветные, возникающие в ледяных облаках верхнего яруса, чаще в перисто-слоистых. Разнообразие гало зависит от формы ледяных кристалликов, их ориентировки и движения; имеет значение высота Солнца над горизонтом.

Венцы — светлые слегка окрашенные кольца, окружающие просвечивающие сквозь тонкие водяные облака Солнце или Луну. Венец может быть один, примыкающий к светилу (ореол), и может быть несколько "дополнительных колец", разделенных промежутками. У каждого венца внутренняя, обращенная к светилу сторона голубая, внешняя — красная. Причина появления венцов — дифракция света при прохождении его между капельками и кристаллами облака. Размеры венца зависят от величины капель и кристаллов: чем больше капли (кристаллы), тем меньше венец, и наоборот. Если в облаке происходит укрупнение облачных элементов, радиус венца постепенно сокращается, при уменьшении размеров облачных элементов (испарение) — увеличивается. Большие белые венцы вокруг Солнца или Луны "ложные солнца", столбы — признаки сохранения хорошей погоды.

Радуга видна на фоне освещенного Солнцем облака, из которого выпадают капли дождя. Она представляет собой светлую дугу, окрашенную в спектральные цвета: внешний край дуги красный, внутренний — фиолетовый. Эта дуга — часть окружности, центр которой соединен "осью" (одной прямой) с глазом наблюдателя и с центром солнечного диска. Если Солнце стоит низко

над горизонтом, наблюдатель видит половину окружности, если Солнце поднимается, дуга становится меньше, так как центр окружности опускается за горизонт. При высоте солнца $>42^\circ$ радуга не видна. С самолета можно наблюдать радугу в виде почти полного круга.

Кроме основной радуги, бывают вторичные, слабоокрашенные. Радуга образуется при преломлении и отражении солнечных лучей в капельках воды. Падающие на капли лучи выходят из капель как бы расходящимися, цветными, и такими их и видит наблюдатель. Когда лучи преломляются в капле дважды, возникает вторичная радуга. Окраска радуги, ее ширина, вид вторичных дуг зависят от размеров капелек. Крупные капли дают менее широкую, но более яркую радугу; с уменьшением капель радуга становится шире, цвета ее делаются расплывчатыми; при очень мелких каплях она почти белая. Световые явления в атмосфере, вызываемые изменениями светового луча под влиянием капелек и кристалликов, позволяют судить о строении и состоянии облаков и могут быть использованы при предсказаниях погоды.

Облачность, суточный и годовой ход, распределение облаков

Облачность — степень покрытия неба облаками: 0 — чистое небо, 10 — сплошная облачность, 5 — половина неба покрыта облаками, 1 — облака покрывают 1/10 часть неба и т. п. При вычислении средней облачности используются и десятые доли единицы, например: 0,5 5,0, 8,7 и т.д. В суточном ходе облачности над сушей обнаруживаются два максимума — ранним утром и после полудня. Утром понижение температуры и увеличение относительной влажности способствует возникновению слоистых облаков, после полудня в связи с развитием конвекции появляются кучевые облака. Летом дневной максимум выражен сильнее утреннего. Зимой преобладают слоистые облака и максимум облачности приходится на утренние и ночные часы. Над Океаном суточный ход облачности обратен ходу ее над сушей: максимум облачности приходится на ночь, минимум — на день.

Годовой ход облачности очень разнообразен. В низких широтах облачность в течение года существенно не изменяется. Над континентами максимальное развитие облаков конвекции приходится на лето. Летний максимум облачности отмечается в области развития муссонов, а также над Океанами в высоких широтах. В общем в распределении облачности на Земле заметна зональность, обусловленная прежде всего господствующим движением воздуха — его поднятием или опусканием. Отмечаются два максимума — над экватором в связи с мощными восходящими движениями влажного воздуха и над $60—70^\circ$ с. и ю.ш. в связи с поднятием воздуха в циклонах, господствующих в умеренных широтах. Над сушей облачность меньше, чем над Океаном, и зональность ее выражена менее. Минимумы облачности приурочиваются к $20—30^\circ$ ю. и с. ш. и к полюсам; они связаны с опусканием воздуха.

Средняя годовая облачность для всей Земли 5,4; над сушей 4,9; над Океаном 5,8. Минимальная средняя годовая облачность отмечена в Асуане (Египет) 0,5. Максимальная средняя годовая облачность (8,8) наблюдалась на Белом море; большой облачностью отличаются северные районы Атлантического и Тихого океанов и берега Антарктиды.

Облака играют очень важную роль в географической оболочке. Они переносят влагу, с ними связаны осадки. Облачный покров отражает и рассеивает солнечную радиацию и в то же время задерживает тепловое излучение земной поверхности, регулируя температуру нижних слоев воздуха: без облаков колебания температуры воздуха приобрели бы очень резкий характер.

Осадки. Атмосферными осадками называют воду, выпавшую на поверхность из атмосферы в виде дождя, мороси, крупы, снега, града. Осадки выпадают в основном из облаков, но далеко не всякое облако дает осадки. Капельки воды и кристаллики льда в облаке очень малы, их легко удерживает воздух, и даже слабые восходящие токи увлекают их вверх. Для образования осадков требуется укрупнение элементов облака настолько, чтобы они могли преодолеть восходящие токи и сопротивление воздуха. Укрупнение одних элементов облака происходит за счет других, во-первых, в результате слияния капелек и сцепления кристаллов, во-вторых,— и это главное — в результате испарения одних элементов облака, диффузного переноса и конденсации водяного пара на других.

Столкновение капель или кристаллов происходит при беспорядочных (турбулентных) движениях или при их падении с различной скоростью. Процессу слияния препятствует пленка воздуха на поверхности капелек, заставляющая отскакивать столкнувшиеся капельки, а также одноименные электрические заряды. Рост одних элементов облака за счет других вследствие диффузного переноса водяного пара особенно интенсивен в смешанных облаках. Так как максимальное влагосодержание над водой больше, чем над льдом, для кристаллов льда в облаке водяной пар может насыщать пространство, в то время как для капелек воды насыщения не будет. В результате капельки начнут испаряться, а кристаллы быстро расти за счет конденсации влаги на их поверхности.

При наличии в водяном облаке капелек разного размера начинается перемещение водяного пара к более крупным каплям и их рост. Но так как этот процесс очень медленный, из водяных облаков (слоистых, слоисто-кучевых) выпадают очень мелкие (диаметром 0,05—0,5 мм) капли. Облака, однородные по своей структуре, обычно осадков не дают. Особенно благоприятны условия для возникновения осадков в облаках вертикального развития. В нижней части такого облака - капли воды, в верхней - кристаллики льда, в промежуточной зоне - переохлажденные капли и кристаллики.

В редких случаях, при наличии в очень влажном воздухе большого количества ядер конденсации, можно наблюдать выпадение отдельных капель дождя без облаков. Капли дождя имеют диаметр от 0,05 до 7 мм (в среднем 1,5 мм), более крупные капли распадаются в воздухе. Капли диаметром до 0,5 мм образуют морось.

Падение капелек мороси на глаз незаметно. Настоящий дождь тем крупнее, чем сильнее восходящие токи воздуха, преодолеваемые падающими каплями. При скорости восходящего воздуха 4 м/сек на земную поверхность падают капли диаметром не меньше 1 мм: восходящих токов со скоростью 8 м/сек не могут преодолеть даже самые крупные капли. Температура падающих дождевых капель всегда несколько ниже температуры воздуха. Если кристаллики льда, выпадающие из облака, не тают в воздухе, на поверхность выпадают твердые осадки (снег, крупа, град).

Снежинки представляют собой шестигранные кристаллы льда с образовавшимися в процессе сублимации лучами. Мокрые снежинки, слипаясь, образуют хлопья снега. Снежная крупа — это сферокристаллы, возникающие при беспорядочном росте ледяных кристаллов в условиях высокой относительной влажности (больше 100%). Если снежная крупа покрывается тонкой ледяной оболочкой, она превращается в ледяную крупу.

Град выпадает в теплое время года из мощных кучево-дождевых облаков. Обычно выпадение града непродолжительно. Градины образуются в результате неоднократного перемещения ледяной крупы в облаке вниз и вверх. Падая вниз, крупинки попадают в зону переохлажденных капелек воды и покрываются прозрачной ледяной оболочкой; затем они снова поднимаются в зону ледяных кристаллов и на их поверхности образуется непрозрачный слой из мельчайших кристалликов.

Градина имеет снежное ядро и ряд чередующихся прозрачных и непрозрачных ледяных оболочек. Количество оболочек и размер градины зависят от того, сколько раз она поднималась и опускалась в облаке. Чаще всего выпадают градины диаметром 6—20 мм, иногда встречаются и значительно более крупные. Обычно град выпадает в умеренных широтах, но наиболее интенсивные выпадения града бывают в тропиках. В полярных районах град не выпадает.

Количество осадков измеряется толщиной слоя воды в миллиметрах, который мог бы образовываться в результате их выпадения на горизонтальную поверхность при отсутствии испарения и просачивания в почвогрунт. По интенсивности (количеству миллиметров осадков в 1 мин) осадки делятся на слабые, умеренные и сильные. Характер выпадения осадков зависит от условий их образования.

Обложные осадки, отличающиеся равномерностью и длительностью, обычно выпадают в виде дождя из слоисто-дождевых облаков.

Ливневые осадки характеризуются быстрым изменением интенсивности и непродолжительностью. Они выпадают из кучево-слоистых облаков в виде

дождя, снега, иногда дождя и града. Отмечены отдельные ливни интенсивностью до 21,5 мм/мин (Гавайские острова).

Морозящие осадки выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков. Составляющие их капельки (в холодное время — мельчайшие кристаллики) едва видны и кажутся взвешенными в воздухе.

Суточный ход осадков совпадает с суточным ходом облачности. Выделяются два типа суточного хода осадков — континентальный и морской (береговой). Континентальный тип имеет два максимума (в утренние часы и после полудня) и два минимума (ночью и перед полуднем). Морской тип — один максимум (ночью) и один минимум (днем). Годовой ход осадков различен в разных широтных зонах и в разных частях одной и той же зоны. Он зависит от количества тепла, термического режима, движения воздуха, распределения воды и суши и в значительной степени от рельефа. Все разнообразие годового хода осадков нельзя свести к нескольким типам, но можно отметить характерные особенности для разных широт, позволяющие говорить о его зональности. Для экваториальных широт характерны два дождевых сезона (после равноденствий), разделенные двумя сухими сезонами. По направлению к тропикам происходят изменения в годовом режиме осадков, выражающиеся в сближении влажных сезонов и слиянии их близ тропиков в один сезон с обильными дождями, длящийся 4 месяца в году. В субтропических широтах (35—40°) также один дождевой сезон, но он приходится на зиму. В умеренных широтах годового ход осадков различен над Океаном, внутренними частями материков и побережьями. Над Океаном преобладают зимние осадки, над материками — летние. Летние осадки типичны и для полярных широт. Объяснить годовой ход осадков в каждом случае можно лишь с учетом циркуляции атмосферы.

Наиболее обильны осадки в экваториальных широтах, где годовое количество их превосходит 1000—2000 мм. На экваториальных островах Тихого океана выпадает до 4000—5000 мм в год, а на наветренных склонах гор тропических островов до 10000 мм. Причиной обильных осадков являются мощные конвективные токи очень влажного воздуха. К северу и югу от экваториальных широт количество осадков уменьшается, достигая минимума около параллели 25—35°, где среднее годовое их количество не более 500 мм. Во внутренних частях континентов и на западных побережьях дожди местами не выпадают по нескольку лет. В умеренных широтах количество осадков снова возрастает и в среднем составляет 800 мм в год; во внутренней части континентов их меньше (500, 400 и даже 250 мм в год); на берегах Океана больше (до 1000 мм в год). В высоких широтах при низкой температуре и малом содержании влаги в воздухе годовое количество осадков

Максимальное среднее годовое количество осадков выпадает в Черрапунджи (Индия) — около 12 270 мм. Наибольшая годовая сумма

осадков там около 23 000 мм, наименьшая — более 7 000 мм. Минимальное отмеченное среднее годовое количество осадков — в Асуане (0).

Общее количество осадков, выпадающих на поверхность Земли, за год может образовать на ней сплошной слой высотой до 1000 мм.

Снежный покров. Снежный покров образуется за счет выпадения на земную поверхность снега в условиях достаточно низкой для его сохранения температуры. Он характеризуется высотой и плотностью.

Высота снежного покрова, измеряемая в сантиметрах, зависит от количества осадков, выпавших на единицу поверхности, от плотности снега (отношение массы к объему), от рельефа местности, от растительного покрова, а также от ветра, перемещающего снег. В умеренных широтах обычная высота снежного покрова 30—50 см. Наибольшая его высота в России отмечена в бассейне среднего течения Енисея— 110 см. В горах она может достигать нескольких метров.

Обладая большим альбедо и большим излучением, снежный покров способствует понижению температуры приземных слоев воздуха, особенно в ясную погоду. Минимальные и максимальные температуры воздуха над снежным покровом ниже, чем в тех же условиях, но при его отсутствии.

В полярных и высокогорных районах снежный покров лежит постоянно. В умеренных широтах продолжительность его залегания различна в зависимости от климатических условий. Снежный покров, сохраняющийся в течение месяца, называется устойчивым. Такой снежный покров образуется ежегодно на большей части территории России. На Крайнем Севере он сохраняется 8—9 месяцев, в центральных районах — 4—6, на берегах Азовского и Черного морей снежный покров неустойчив. Таяние снега вызвано в основном воздействием на него теплого воздуха, приходящего из других районов. Под действием солнечных лучей тает около 36% снежного покрова. Способствует таянию теплый дождь. Быстрее тает загрязненный снег.

Снег не только тает, но и испаряется в сухом воздухе. Но испарение снежного покрова имеет меньшее значение, чем таяние.

Увлажнение. Для оценки условий увлажнения поверхности совершенно недостаточно знать только сумму осадков. При одинаковом количестве осадков, но разной испаряемости условия увлажнения могут быть весьма различными. Для характеристики условий увлажнения пользуются коэффициентом увлажнения (K), представляющим собой отношение суммы осадков (τ) к испаряемости (E_m) за тот же период.

Увлажнение обычно выражается в процентах, но можно выразить его дробью. Если сумма осадков меньше испаряемости, т. е. K меньше 100% (или K меньше 1), увлажнение недостаточное. При K больше 100% увлажнение может быть избыточным, при $K=100\%$ нормальное. Если $K=10\%$ (0,1) или меньше 10%, говорят о ничтожном увлажнении.

В полупустынях $K < 30\%$, в сухих степях $> 30\%$, но $< 60\%$, в лесостепи 100% , в тундре, в лесах умеренных широт и лесах экваториальных $> 100\%$ (100—150%).

За год на земную поверхность выпадает в среднем 511 тыс. км³ осадков, из них 108 тыс. км³ (21%) попадают на сушу, остальные в Океан. Почти половина всех осадков выпадает между 20° с. ш. и 20° ю. ш. На полярные области приходится всего 4% осадков.

С поверхности Земли в среднем за год испаряется столько же воды, сколько выпадает на нее. Основным "источником" влаги в атмосфере является Океан в субтропических широтах, где нагревание поверхности создает условия для максимального испарения при данной температуре. В тех же широтах на суше, где испаряемость большая, а испаряться нечему, возникают бессточные области и пустыни. Для Океана в целом баланс воды отрицательный (испарение больше осадков), на суше положительный (испарение меньше осадков). Общий баланс выравнивается посредством стока "излишков" воды с суши в Океан.

Заключение

Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывные изменения этого распределения называют тепловым режимом атмосферы. Тепловой режим атмосферы является важнейшей характеристикой климата и определяется прежде всего теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой. Также в заключении хотелось бы сказать что на тепловой режим атмосферы оказывают наибольшее влияние такие показатели как: влажность, снежный покров, температура воздуха и др.

Литература

- 1.Хромов, С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. – Л., 1958.
- 2.Леонович, И.И. Дорожная климатология. – Мн., 1994.
- 3.Строительная климатология: справочное пособие к СНиП. – М.: Стройиздат, 1990.
- 4.Андрющенко, О.Н., Исупова, А.И. Как образуется климат. – Мн.: Нар. асвета, 1979.