ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ТРОПОСФЕРЫ, КАК КОМПОНЕНТ ЛАНДШАФТА (лекция №3)

В течение геологической истории Земли, атмосфера претерпела значительную эволюцию под влиянием ряда факторов

-1. диссипации (улетучивания) атмосферных газов в космическое пространство;

- 2.-выделения газов из литосферы в результате вулканической деятельности;

-3. диссоциации (расщепления) молекул под влиянием солнечного ультрафиолетового излучения;

-4. химических реакций между компонентами атмосферы почвами и породами, слагающими земную кору;

-5. аккреции (захвата) межпланетной среды (например, метеорного вещества).

Строение атмосферы

- **1. Тропосфера –** слой атмосферы до высоты 8 км над полюсами и до 17 км над экватором. В тропосфере сосредоточен практически весь водяной пар и формируются атмосферные процессы, определяющие погоду (циклоны, антициклоны, облака, осадки и др.). Основное тепло Солнца поглощается поверхностью Земли. Поэтому с высотой, по мере удаления от поверхности температура за счет перемешивания понижается. В тропосфере выделяется приземный слой толщиной 30-50 м, температура которого находится под непосредственным воздействием земной поверхности. В этом слое происходят существенные суточные изменения температуры и проявляются основные особенности **микроклимата.**

2.Стратосфера

- – следующий слой до высоты 40 км, который характеризуется почти полной неизменностью температуры с высотой. Малая теплоемкость разреженного воздуха препятствует переносу тепла перемешиванием, а выравнивание температуры происходит за счет лучевого теплообмена. В верхней части стратосферы наблюдается максимальная концентрация озона, молекула которого состоит из трех атомов кислорода. Озон образуется под воздействием солнечной ультрафиолетовой радиации и обладает способностью поглощать ее, защищая от резких изменений и регулируя климатические условия и биологические процессы на поверхности Земли.

3. Мезосфера

- – слой между 40 и 80 км, характеризуемый ростом температуры в нижней ее части до 20-30 ^{0}С выше 0^{0}, в верхней – падением до -100 ^{0}С.

4. Термосфера

- , или ионосфера – слой от 80 до 1000 км характеризуется высокой разреженностью газа, который под действием солнечной радиации распадается до ионов и свободных электронов.

5. Экзосфера

- или сфера рассеяния, расположенная выше 1000 км, представляет собой зону утечки газов в космическое пространство.

Химический состав приземного слоя воздуха тропосферы и почвы

Газ	Атмосфера	Почвенный воздух
Азот	78,08	80 и более
Кислород	20.94	От 0 до 20,1
Углекислый газ	0,03	0,03- 10 и более
Инертные газы	Около 1,0	Около 1,0

Аэрозоли

- Одна из наиболее оптически активных компонент – атмосферные аэрозоли – взвешенные в воздухе частицы размером от нескольких *нм* до нескольких десятков *мкм,* образующиеся при конденсации водяного пара и попадающие в атмосферу с земной поверхности в результате индустриальных загрязнений, вулканических извержений, а также из космоса. Аэрозоль наблюдается как в тропосфере, так и в верхних слоях атмосферы. Концентрация аэрозоля быстро убывает с высотой.

Парниковый эффект

- **Радиационный, тепловой и водный балансы атмосферы.** Практически единственным источником энергии для всех физических процессов, развивающихся в атмосфере, является солнечная радиация. Главная особенность радиационного режима атмосферы – так называемый парниковый эффект: атмосфера слабо поглощает коротковолновую солнечную радиацию (большая её часть достигает земной поверхности), но задерживает длинноволновое (целиком инфракрасное) тепловое излучение земной поверхности, что значительно уменьшает теплоотдачу Земли в космическое пространство и повышает её температуру

Атмосферное питание растений Воздушные корни

- Водяной пар до 3 % в тропиках
- Элементы питания :кислород, углерод, азот и др.

Тепловой баланс Земли

- Преобразования энергии солнечной радиации после её поглощения на земной поверхности и в атмосфере составляют **тепловой баланс Земли**. Главный источник тепла для атмосферы – земная поверхность, поглощающая основную долю солнечной радиации. Поскольку поглощение солнечной радиации в атмосфере меньше потери тепла из атмосферы в мировое пространство длинноволновым излучением, то радиационный расход тепла восполняется притоком тепла к атмосфере от земной поверхности в форме турбулентного теплообмена и приходом тепла в результате конденсации водяного пара в атмосфере.