

планеты, T_e . Т. о., ур-ние энергетич. баланса планеты может быть представлено в виде

$$4\pi r^2 \sigma T_e^4 = \pi r^2 \frac{E_0}{R^2} (1 - A), \quad (1)$$

где r — радиус планеты, σ — постоянная Стефана — Больцмана, E_0 — солнечная постоянная, R — расстояние от Солнца, выраженное в а. е., A — сферич. альbedo планеты. Слева в (1) — энергия, излучаемая планетой в космич. пространство, справа — энергия, получаемая от Солнца. При наличии атмосферы ср. темп-ра поверхности T_s не равна T_e . Как правило, $T_s > T_e$, и это объясняется П. э. Разность $\Delta T = T_s - T_e$ является мерой П. э.

Солнечное излучение сконцентрировано в более КВ-части спектра, чем тепловое излучение планеты: 75% энергии солнечного излучения приходится на диапазон длин волн от 0,4 до 1,5 мкм, а 75% энергии теплового излучения при $T = 300^\circ$ (что прил. соответствует земным условиям) на диапазон 8—28 мкм, т. е. переизлучение поглощённой солнечной энергии происходит в ИК-диапазоне.

Подуколичество описание П. э. можно провести при помощи след. простой модели оптич. свойств планетной атмосферы: 1) оптич. толщина τ_1 для солнечного излучения (коротковолнового) не зависит от длины волны; 2) оптич. толщина τ_2 для планетного излучения (длинноволнового) тоже не зависит от длины волны, причём $\tau_1 \neq \tau_2$; 3) передача солнечной энергии вниз осуществляется лучистым переносом (переносом излучения) с участием только процессов чистого (консервативного) рассеяния; 4) передача энергии вверх осуществляется лучистым переносом, но с участием только процессов истинного поглощения. Приближённое решение ур-ния переноса для такой модели даёт

$$T_s/T_e \approx \sqrt[4]{a + b\tau_2},$$

где a и b — константы порядка 1. Величина τ_1 на это отношение не влияет, однако от него зависят абс. значения обеих темп-р, т. к. T_e зависит от альbedo [см. ур-ние (1)], а оно, в свою очередь, зависит от τ_1 (при $\tau_1 \rightarrow \infty$, $A \rightarrow 1$). В реальных атмосферах всё обстоит намного сложнее, но гл. факторы, определяющие природу П. э., отражены данной моделью правильно. В самом деле сильные полосы поглощения атм. газов (CO_2 , H_2O , SO_2 , NH_3 и др.) находятся в ИК-диапазоне, здесь доминируют процессы истинного поглощения, а в КВ-диапазоне преобладает рассеяние (газовое и аэрозольное) (см. *Атмосферная оптика*).

Среди трёх планет земной группы, имеющих достаточно плотную атмосферу, П. э. наиб. сильно выражен на Венере ($T_s \approx 735 \text{ K}$, $T_e \approx 230 \text{ K}$), наиб. слабо — на Марсе ($\Delta T \approx 5 \text{ K}$). Это объясняется разл. кол-вом атм. газа (полное давление 90 бар и 6 мбар соответственно). В обоих случаях CO_2 является основной составляющей и наиб. эфф. поглотителем. Содержание H_2O в атмосфере Венеры всего $\sim 10^{-4}$ по объёму, однако водяной пар вносит значит. вклад в П. э. на этой планете, т. к. его коэф. поглощения в ИК-диапазоне очень велик. Промежуточное положение по величине П. э. занимает Земля ($T_s = 288 \text{ K}$, $T_e = 249 \text{ K}$). Важнейшие поглощающие газы здесь также CO_2 ($\sim 3 \cdot 10^{-4}$) и H_2O ($\sim 10^{-2}$). П. э. повышает темп-ру поверхности Земли примерно на 40 K и играет первостепенную роль в формировании её климата.

Содержание CO_2 в атмосфере Земли постепенно возрастает вследствие развития индустриальной активности человечества. В атмосферу выбрасываются также др. газы, поглощающие в ИК-диапазоне, и если этот процесс будет продолжаться, то не исключено, что он может привести к изменениям климата катастрофич. характера. Необходимы детальнее точные и длит. измерения изменений содержания малых составляющих земной атмосферы, и, возможно, в недалёком будущем

придётся принимать глобальные меры для её охраны как важнейшего элемента окружающей среды.

В случае Юпитера и Сатурна влияние П. э. на тепловой режим атмосферы также возможно, но там оно менее существенно, т. к. у этих планет имеется большой поток тепла из недр (сравнимый с солнечным). Вероятно, П. э. играет нек-рую роль в атмосфере Титана.

Влияние П. э. на климатич. характеристики Земли и др. планет могло изменяться в ходе их прошлой эволюции. Не исключено, напр., что резкое отличие атмосферы Венеры от земной объясняется тем, что на этой планете на ранних этапах её эволюции возникли условия для «необратимо развивающегося» П. э., когда рост темп-ры приводил к поступлению в атмосферу всё большего кол-ва поглощающих газов, а это, в свою очередь, вело к росту темп-ры и т. д.

Лит.: Кондратьев К. Я., Лучистый теплообмен в атмосфере, Л., 1956; Мороз В. И., Мухин Л. М., О ранних этапах эволюции атмосферы и климата планет земной группы, «Космич. исслед.», 1977, т. 15, с. 901; Мороз В. И., The atmosphere of Venus, «Sp. Science Rev.», 1981, в. 29, р. 3; Борисенков Е. П., Климат и деятельность человека, М., 1982.

В. И. Мороз.

ПАРООБРАЗОВАНИЕ — переход вещества из конденсиров. фазы (жидкой или твёрдой) в газовую. П. сопровождается поглощением теплоты и увеличением объёма (фазовый переход 1-го рода). П. со свободной поверхности жидкости — *испарение*, с поверхности твёрдого тела — *сублимация*. П. в объёме (*кипение*) обусловлено возникновением и ростом пузырьков насыщенного пара на стенках сосуда и в жидкости. Испарение (сублимация) не прекращается при низкой темп-ре, когда кипение невозможно. Для перехода молекул в пар они должны приобрести при тепловом движении кинетич. энергию, достаточную для преодоления сил притяжения со стороны своих соседей в конденсиров. фазе. Чем ниже темп-ра T , тем меньшая доля молекул обладает необходимым запасом энергии и тем меньше поток испаряющихся молекул. Равенство прямого и обратного потоков определяет давление насыщенного пара $P(T)$ при данной темп-ре. Величина $dP/dT > 0$ связана Клапейрона — Клаузиуса уравнением с теплотой испарения L и с изменением уд. объёма Δv : $dP/dT = L/T\Delta v = \Delta S/\Delta v$. Здесь $\Delta S = L/T$ — изменение энтропии при равновесном изобарно-изотермич. испарении. Т. к. $L = \Delta H = \Delta U + P\Delta v$, где ΔH , ΔU — изменения уд. энтальпии и внутр. энергии при П., то в теплоте испарения можно выделить слагаемое $P\Delta v$, равное работе расширения вещества при П. С ростом темп-ры (давления) ΔS , L , Δv уменьшаются и обращаются в нуль в *критической точке* (P_K , T_K , U_K) равновесия жидкость — пар. В табл. приведены значения характерных величин для воды ($P_K = 22,11 \text{ МПа}$,

Термодинамические параметры равновесного перехода жидкость — пар для воды

P , МПа	t , °C	Δv , м³/кг	L кДж/кг	$P\Delta v$
0,02	60,1	7,65	2358	153
0,1	99,6	1,89	2258	169
0,5	151,8	0,374	2108	187
1,0	179,9	0,193	2014	193
5,0	263,9	$38,1 \cdot 10^{-3}$	1638	191
10,0	311,0	$16,5 \cdot 10^{-3}$	1316	165
15,0	342,1	$8,7 \cdot 10^{-3}$	999	130

$T_K = 647,27 \text{ K}$ [$374,12^\circ \text{C}$], $v_K = 3,15 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3/\text{кг}$, темп-ра t дана в $^\circ \text{C}$). Произведение $P\Delta v$ с ростом давления меняется немонотонно и составляет 10—13% от полной теплоты П. в широком интервале давлений.

Лит.: Сивухин Д. В., Общий курс физики, 2 изд., т. 2], М., 1979; Новиков И. И., Термодинамика, М., 1934.

В. П. Скрипов.

ПАРСЕК (пк, pc) — единица длины в астрономии, равная расстоянию до звезды, годичный параллакс к-рой $1''$. 1 ПК равен 206 265 а. е. или $3,0857 \cdot 10^{16} \text{ м}$.