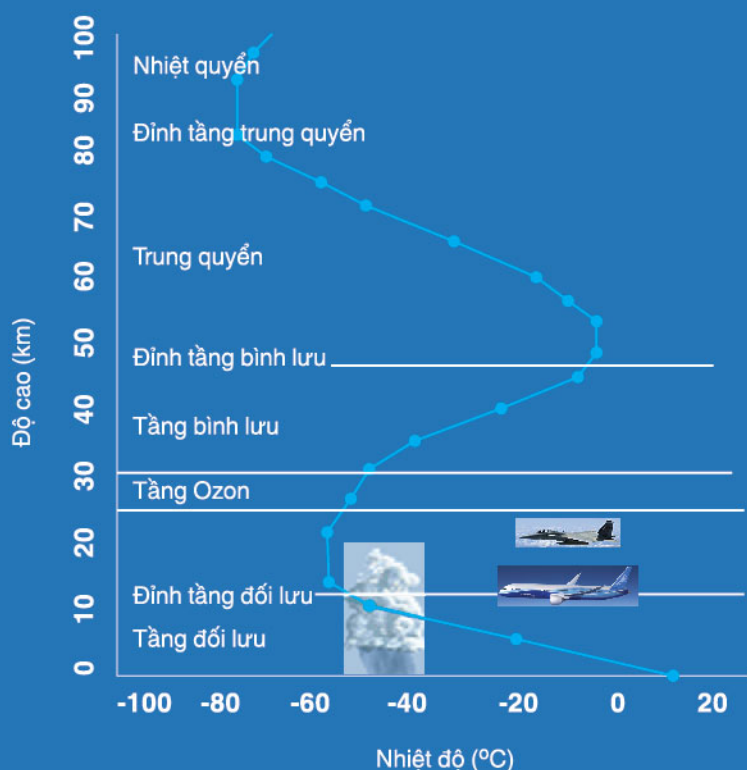


PGS. TS. NGUYỄN VĂN THẮNG

GIÁO TRÌNH VẬT LÝ KHÍ QUYỂN



NHÀ XUẤT BẢN TÀI NGUYÊN - MÔI TRƯỜNG VÀ BẢN ĐỒ VIỆT NAM

PGS. TS. NGUYỄN VĂN THẮNG

GIÁO TRÌNH
VẬT LÝ KHÍ QUYỂN

NHÀ XUẤT BẢN TÀI NGUYÊN-MÔI TRƯỜNG
VÀ BẢN ĐỒ VIỆT NAM

LỜI NÓI ĐẦU

Vật lý khí quyển là khoa học nghiên cứu các hiện tượng và quá trình vật lý khác nhau xảy ra trong khí quyển như phát xạ, đốt nóng - làm lạnh, chu trình chuyển đổi các pha: Hơi nước - nước - đá, và nhất là các chuyển động của khí quyển trong các qui mô và môi trường khác nhau. Nói cách khác, theo nghĩa rộng, môn vật lý khí quyển là khoa học nghiên cứu về bức xạ mặt trời, cân bằng nhiệt lượng, cân bằng lượng nước và hoàn lưu khí quyển và có thể coi môn học vật lý khí quyển là khoa học cơ sở lý luận của khí hậu học. Vật lý khí quyển luôn tiến đến kết quả cuối cùng là tìm kiếm cách thức dự báo các hiện tượng khí quyển – đại dương. Tất nhiên, những khó khăn trong dự báo còn phụ thuộc vào hiểu biết của con người về các qui luật vật lý điều khiển các dòng chảy không khí một cách định lượng.

Việc cung cấp kiến thức đầy đủ cho các chương trình đào tạo đại học và sau đại học về vật lý khí quyển: Thành phần khí quyển; Áp suất khí quyển; Bức xạ mặt trời; Chế độ nhiệt; Chuyển động đối lưu trong khí quyển; Động lực học khí quyển và Hoàn lưu khí quyển luôn là một yêu cầu cấp thiết.

Giáo trình "*Vật lý khí quyển*" được biên soạn với mục đích đáp ứng yêu cầu các chương trình đào tạo đại học và trên đại học chuyên ngành khí tượng thủy văn, phòng chống thiên tai và phát triển bền vững.

Trong quá trình biên soạn giáo trình, chúng tôi đã nhận được sự giúp đỡ quý báu của Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu và đồng đạo các đồng nghiệp trong và ngoài ngành. Các tác giả chân thành cảm ơn sự giúp đỡ quý báu đó.

Xin chân thành cảm ơn.

TÁC GIẢ

CHƯƠNG I: THÀNH PHẦN VÀ CẤU TRÚC KHÍ QUYỂN

1.1. Thành phần khí quyển

+ Thành phần khí quyển phụ thuộc vào 4 nhóm chất tồn tại trong khí quyển, đó là:

- Các nhóm chất khí chính cơ bản như: Nitơ (N_2), Ôxi (O_2) và Argon (A) có lượng không thay đổi và tồn tại đến độ cao của tầng nhiệt (Turbopausa). Trong số này còn có hơi nước (H_2O), tuy nhiên lượng hơi nước trong không khí thay đổi mạnh theo thời gian và không gian.

- Các chất khí ít ổn định là những chất hoá học bền vững, nhưng có lượng ít như khí Cacbonic (CO_2), Ôxít Các bon (CO), Mê tan (CH_4). Thêm vào số này còn có Ozon tầng đối lưu và tầng bình lưu, có thể coi tương đối ổn định.

- Các phân tử chưa bão hoà và không ổn định (trong hoá học gọi là các "xúc tác tự do"). Các chất này có số lượng ít nhưng hoạt tính hoá học rất mạnh, nhanh chóng tạo thành và phân huỷ (thỉnh thoảng với nhóm 1 và 2) - CH_3OOH , CH_2O , NO, HO_2 , OH và tương tự. Thêm vào số này còn có Ozon tầng cao của khí quyển.

- Các Sol khí là những hạt rất nhỏ cứng hoặc lỏng của các chất khác nhau lơ lửng trong không khí (khói, bụi, hạt mây, sương mù...).

Trong không khí sạch và khô (là không chứa hơi nước và những hạt chất rắn và chất nước nào cả), lượng các chất như sau:

Bảng 1.1: Các chất khí trong khí quyển (không tính đến hơi nước)

Những chất cơ bản	N_2 Nitơ	(O_2) Ôxi	A Argon	CO_2 Khí Cacbonic	Ne Neon	CH_4 Mê tan	Kr Krypton	H_2 Hydro	N_2O 2-Ôxít Nitơ
Lượng chứa % theo thể tích	78,08	20,95	0,93	0,03	$1,8 \times 10^{-3}$	$1,2-1,5 \times 10^{-4}$	$1,4 \times 10^{-4}$	5×10^{-5}	$3,5 \times 10^{-3}$
Mật độ so với không khí	0,97	1,11	1,38	1,53					
Phân tử lượng	28	32	39,9	44	20,2	16	83,8	2	44

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Nitơ N_2 chiếm 78,08% về thể tích rất trơ (khí trơ) và hầu như không tham gia hấp thụ năng lượng và chuyển thành hợp chất trong khí quyển. Chỉ trong lớp thổ nhưỡng có một số loại vi khuẩn sử dụng Nitơ, bằng cách đó chuyển vào thành phần cơ thể sống và đồng thời thả vào khí quyển một lượng không lớn 2-Ôxit Nitơ (N_2O) có mặt trong tầng đối lưu khoảng $3,5 \times 10^{-5} \%$ thể tích. Hai Ôxit Nitơ sau đó có thể tạo ra Ôxit Nitơ (NO) đóng một vai trò nhất định trong việc hình thành tầng ion.

Năng lượng cần để tách phân tử N_2 là khoảng 9,76eV (1eV = $1,602 \times 10^{-19}J$). Lượng tử có năng lượng 1eV tương ứng với bước sóng $\lambda = 1,2394\mu m$). Còn đối với Ôxi thì cần năng lượng 5,12eV với $\lambda = 127nm$. Như vậy, việc điện phân N_2 chỉ có thể xảy ra ở những độ cao rất cao (trên 100km) nơi đã không còn có O_2 .

Argon (A) hầu như bị động (cũng như Neon, Krypton và Csêton). Trong tầng nhiệt quyển vì là một chất khí nặng nên nó không có.

Heli (He) được tạo thành thông qua phản ứng phóng xạ.

1.2. Cấu trúc khí quyển và các lớp khí quyển

Khí quyển là một vỏ bọc bằng khí quanh trái đất có trọng lượng (kể cả phần thể tích do lực địa chiếm ở trên bề mặt biển) $5,157 \times 10^{15}$ tấn = 1/triệu trọng lượng trái đất ($5,98 \times 10^{21}$ tấn).

Trái đất có dạng hình Elíp quay với nửa trục xích đạo là 6.378,2km, nửa trục cực là 6.356,9km (độ nén khoảng 1/298,24). Bề mặt trái đất trên mặt nước biển là $510.075.800km^2$, chu kỳ vòng quay quanh trục là 23 giờ 56 phút 4,1 giây.

Đến gần độ cao 200km, không khí bám theo trái đất như lớp mỏng đều nhau mọi nơi (theo phương ngang). Nhưng cao hơn 200km thì nhiệt độ và mật độ không khí thay đổi mạnh theo thời gian và không gian vì khí quyển bị dao động, giãn nở, nén lại. Đó là khí quyển bên ngoài có hình dáng không chuẩn.

1.2.1. Các lớp chính của khí quyển

+ Trong khí quyển có một số lớp chính đó là Đôi lưu, Bình lưu, Tầng Mezo, Tầng nhiệt quyển (thỉnh thoảng gọi là tầng ion).

- Tầng Đôi lưu: Có độ cao từ mặt đất đến 17km trong vùng từ 42^0B - 42^0N chiếm 67% bề mặt trái đất và đến độ cao 11km ở ngoài vùng trên.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong tầng đối lưu, nhiệt độ giảm theo độ cao, do đó nhiều khi có sự bất ổn định, các chuyển động và vận chuyển phương đứng mạnh, cũng như các điều kiện thuận lợi cho việc chuyển nhiệt năng thành động năng. Do sự sưởi ấm khác nhau theo vĩ độ, lục địa và biển,..., các dòng biển nóng, lạnh nên xuất hiện các dòng không khí nóng, lạnh trong tầng đối lưu. Chúng thường được phân cách nhau bởi các ranh giới rõ ràng đó là Front. Các dòng thẳng, các sóng và Front tạo ra các đám mây có dạng khác nhau trong tầng đối lưu mà từ đó có thể gây ra tuyết, mưa...

Phần dưới của tầng đối lưu trong khoảng 1,0 - 1,5km gọi là lớp biên. Trong lớp biên này có sự trao đổi tích cực về chuyển động, nhiệt và hơi nước giữa khí quyển và bề mặt trái đất và đại dương cho nên hình thành rất rõ các Front, xuất hiện gió địa phương (cục bộ). Phần dưới cùng của lớp biên này khoảng trong 50m gọi là lớp sát đất của khí quyển, ở đó gradient phương đứng của nhiệt độ lớn, vận tốc gió và độ ẩm cao.

- Ranh giới chuyển từ tầng đối lưu lên lớp lưu gọi là đối lưu hạn (tropopause). Phần dưới của tầng bình lưu, gradient phương đứng của nhiệt độ rất nhỏ và sau đó nhiệt độ tăng nhanh theo độ cao từ khoảng 34-36km đến bình lưu hạn (Stratopause) gần 50m. Tầng bình lưu hầu như là ấm như ở mặt đất (trung bình khoảng 270⁰K). Sự phân bố nhiệt độ như thế không thuận lợi cho việc phát triển của các chuyển động đứng và bất ổn định. Độ ẩm nhỏ và mây ít được tạo thành. Thành phần không khí chỉ khác đối lưu là hỗn hợp Ozon nhiều.

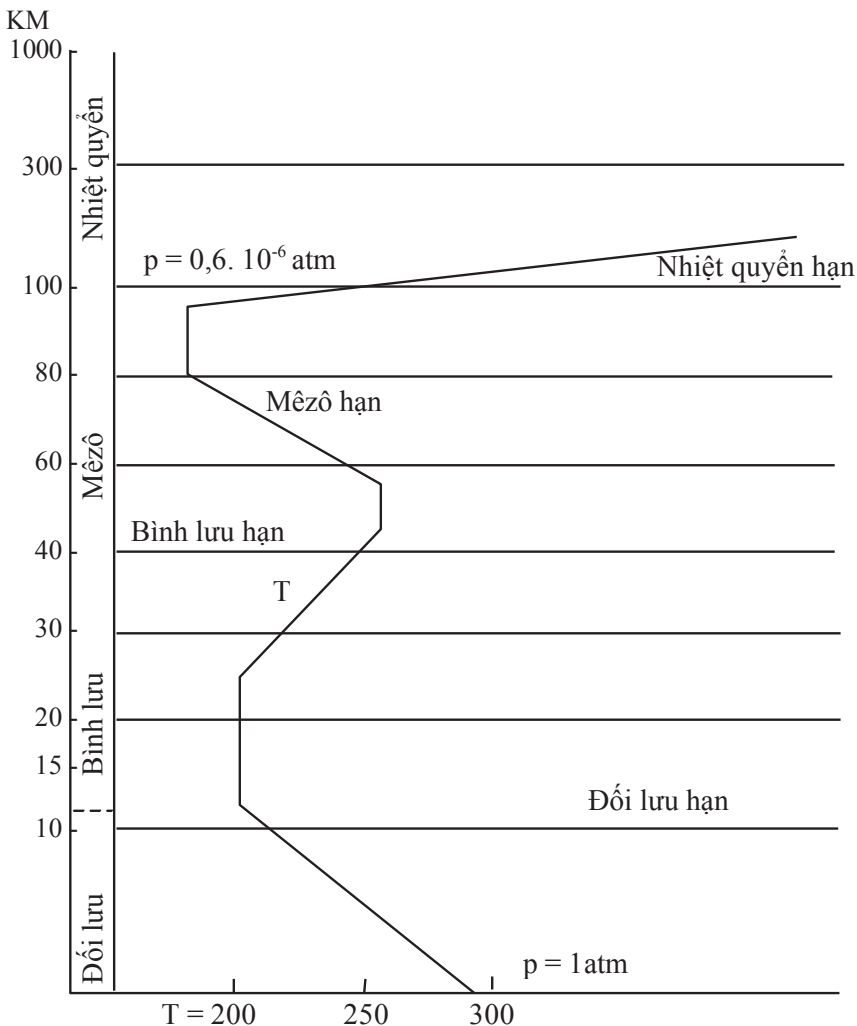
- Cao hơn tầng bình lưu là tầng Mezo (tầng trung quyển), ở đó nhiệt độ lại tiếp tục giảm theo độ cao có khi đến -110⁰C (ở phần trên) và thỉnh thoảng xuất hiện các đám mây bạc mà hình dạng của nó chứng tỏ trong tầng Mezo có tồn tại các sóng và xoáy. Lớp chuyển tiếp gọi là Trung quyển hạn hoặc Mezo hạn (Mezopause) ở độ cao khoảng 82km.

- Trên tầng Mezo (từ Mezo hạn) là tầng nhiệt quyển, ở đó nhiệt độ tăng rất nhanh theo độ cao (ở độ cao 200-250km, có khi nhiệt độ lên tới 1800K).

Ở độ cao khoảng 106km, không khí của khí quyển di chuyển nhiều do các dòng chảy không khí và gió, và thành phần không khí khắp mọi nơi như nhau, nhưng cao hơn độ cao này, được gọi là độ cao "nhiệt quyển hạn" (Turbopause), không khí bị thay đổi: Phần lớn trong đó có Oxi nguyên tử (O), không có CO₂ và xuất

Giáo trình Vật lý khí quyển

hiện sự ion hoá mạnh. Cho nên phần cuối này hay được gọi là tầng ion. Trên cao nữa là tầng ngoại quyển.



Hình 1.1. Cấu trúc khí quyển

1.2.2. Các yếu tố khí tượng

+ Những đại lượng đặc trưng cho trạng thái của khí quyển và những hiện tượng thời tiết riêng biệt là đối tượng của những quan trắc khí tượng chung, gọi là những yếu tố khí tượng.

- Những yếu tố khí tượng cơ bản là:

1. Áp suất khí quyển
2. Nhiệt độ không khí

Giáo trình Vật lý khí quyển

3. Độ ẩm không khí
4. Lượng mây và dạng mây
5. Những giáng thủy khí quyển và lớp tuyết phủ
6. Gió
7. Tầm nhìn xa
- Những yếu tố khí tượng bổ sung là:
8. Nhiệt độ đất và nhiệt độ nước
9. Độ bốc hơi của nước
10. Thời gian mặt trời chiếu sáng.

Ngoài ra, người ta còn ghi những hiện tượng khí quyển khác nhau (như hiện tượng điện, quang, sấm, chớp...).

Các hiện tượng khí tượng được Tổ chức Khí tượng thế giới (WMO) phân loại gồm: Thủy, thạch, điện và quang hiện tượng như sau:

Thủy hiện tượng: Là những hiện tượng khí tượng sinh ra do những biến đổi trong các trạng thái khác nhau của nước trong khí quyển như: Mưa, mưa phùn, mưa đá, tuyết hay những hạt ít nhiều lơ lửng trong khí quyển như sương mù, mù...; những hạt bị gió nâng lên như hơi nước, bão tuyết, ..., hoặc những kết quả ngưng kết sát mặt đất như sương móc, sương muối,...

Thạch hiện tượng: Là những hiện tượng được tổ thành bởi các hạt phần lớn rắn và khô, có thể lơ lửng trong không khí như mù khô, khói,..., có thể bị gió nâng lên và di chuyển trên mặt đất như bão, bụi, bão cát,...

Điện hiện tượng: Gồm các hình thức biểu hiện của điện khí quyển mà ta thấy được, nghe được như chớp, sấm, cực quang,...

Quang hiện tượng: Là những hiện tượng sinh ra bởi phản xạ, khúc xạ, nhiễu xạ, hoặc giao thoa ánh sáng từ mặt trời, mặt trăng như quang, tán, cầu vồng, vân ngũ sắc,...

Các hiện tượng đều có quy định ghi theo ký hiệu.

+ Bổ sung cho các quan trắc những yếu tố khí tượng trên còn có tổ chức quan trắc đặc biệt như:

- Những quan trắc cao không nhằm nghiên cứu các lớp trên cao của khí quyển.

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Những quan trắc bức xạ về bức xạ của mặt trời và bức xạ của mặt đất.

- Những quan trắc về các hiện tượng quang trong khí quyển (những quan sát trắc quang về độ chiếu sáng của mặt đất, độ sáng bầu trời, sự phân cực của ánh sáng bầu trời, những quan trắc đặc biệt về tầm nhìn xa,...).

- Những quan trắc về điện khí quyển.

1.3. Hơi nước trong khí quyển

Hơi nước là một trong những thành phần quan trọng của khí quyển. Lượng hơi nước nhiều hay ít trong không khí quyết định khí hậu ẩm hay khô, điều kiện sống của con người và phát triển của sinh vật. Vì có khả năng hấp thụ bức xạ từ bề mặt trái đất và phát xạ nhiệt, nên hơi nước trong khí quyển làm tăng nhiệt độ ở các lớp phía dưới và cho chúng ta khí hậu ẩm hơn. Bảo hòa hơi nước tạo điều kiện hình thành mây và mưa là những hiện tượng mà cuộc sống và hoạt động kinh tế - xã hội của con người phụ thuộc vào chúng. Ngưng kết và bốc hơi sẽ kèm theo tỏa ra khí quyển và hấp thụ một lượng nhiệt lớn, đồng thời tăng vai trò của hơi nước trong nhiệt động lực khí quyển.

Những đại lượng sau đặc trưng cho lượng hơi nước trong khí quyển:

1) Sức trương (áp suất riêng) của hơi nước e , giống như áp suất không khí, được tính bằng N/m^2 , mm cột thủy ngân Hg hoặc bằng miliba (mb).

2) Mật độ của hơi nước a tính bằng g/cm^3 hoặc g/m^3 là lượng hơi nước chứa trong một đơn vị thể tích.

$$\alpha \approx (0,2167 \text{ e})/T \quad (1.1)$$

Trong đó, e là sức trương hơi nước, T là nhiệt độ Kenvin

$$(T^{\circ}\text{K} = 273,16 + t^{\circ}\text{C})$$

3) Những giá trị giới hạn, cực đại của sức trương và mật độ hơi nước

Có một giới hạn nhất định về lượng hơi nước chứa trong không khí tùy thuộc vào nhiệt độ của nó. Quá giới hạn đó thông thường lượng hơi nước chứa trong khí quyển không tăng lên được nữa. Lượng hơi nước thừa trên giới hạn đó phải ngưng kết lại.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Hơi nước đã đạt tới mật độ giới hạn Q và sức trương giới hạn (cực trị) E được gọi là hơi nước bão hoà không gian. E phụ thuộc vào nhiệt độ không khí ($t^{\circ}\text{C}$) như sau:

$$E(t) \approx 6,107 \times 10^{7,6326 t / (241,9 + t)} \quad (1.2)$$

Bảng 1.2: Độ lớn cực đại của sức trương và mật độ hơi nước, phụ thuộc vào nhiệt độ

Nhiệt độ ($^{\circ}\text{C}$)	-30	-20	-10	0	+10	+20	+30
E (mb)	0,50	1,27	2,85	6,10	12,26	23,38	42,42
E (mm)	0,37	0,95	2,14	4,58	9,21	17,54	31,82
Q (g/m^3)	0,44	1,08	2,35	4,86	8,41	17,32	30,38

4) Độ ẩm tương đối f : Là tỷ lệ phần trăm của sức trương hơi nước (e) so với sức trương giới hạn có thể của hơi nước bão hoà không khí ở nhiệt độ cho sẵn.

$$f = (e/E) \times 100\% \quad (1.3)$$

5) Độ hụt bão hoà d : Tức là hiệu giữa sức trương của hơi nước bão hoà và sức trương hơi nước (e).

$$d = E - e \quad (1.4)$$

6) Độ ẩm riêng q : Là lượng hơi nước tính bằng (g), chứa trong 1 g (hoặc trong 1 kg) không khí ẩm tính theo [g/g] hoặc [g/kg].

$$q = \rho_a / (\rho_{kk} + \rho_a) = 0,622 e / (p - 0,378 e) \quad (1.5)$$

Trong đó, ρ_{kk} là mật độ không khí, ρ_a là mật độ hơi nước, p là áp suất.

7) Tỷ lệ hỗn hợp: Là lượng hơi nước chứa trong một đơn vị không khí khô tính theo [g/g] hoặc [kg/kg].

$$s = \rho_a / \rho_{kk} \quad (1.6)$$

8) Điểm sương τ hoặc T_d : Là nhiệt độ mà ở đó hơi nước chứa trong không khí trở thành bão hoà không gian (sức trương e , áp suất p không đổi).

Ví dụ: Hơi nước chưa bão hoà; $t > \tau$ thì $e = E(\tau)$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi $t_2 - t_1$ nhỏ và $t_2 > t_1$ thì:

$$E(t_2) \approx E(t_1) e^{\lambda(t_2 - t_1)} \quad (1.7)$$

Trong đó, $\lambda = 0,0727$ ở nhiệt độ $t = 0^\circ\text{C}$, $\lambda = 0,0670$ ở nhiệt độ $t = 10^\circ\text{C}$, $\lambda = 0,0620$ ở nhiệt độ $t = 20^\circ\text{C}$.

$$\Rightarrow \boxed{e = E(\tau) = E(t) \cdot e^{-\lambda(t - \tau)}} \quad (t - \tau) \text{ nhỏ} \quad (1.8)$$

$$[E(t) = E(\tau) \cdot e^{\lambda(t - \tau)}]$$

$$\text{Với } f = e/E \Leftrightarrow \ln f = -\lambda(t - \tau) \quad (1.9)$$

Giá trị $d\tau = t - \tau$ (độ hụt điểm sương) đặc trưng cho độ ẩm tương đối tiệm cận, cụ thể khi $d\tau = 0$ thì $f = 100\%$.

1.4. Ozon khí quyển và khí nhà kính

1.4.1. Ozon O_3

Trong khoảng 1 triệu phân tử không khí thì chỉ có khoảng dưới 10 phân tử Ozon (10/triệu) và trong điều kiện bình thường, nếu trải lớp Ozon khắp trái đất thì nó chỉ có độ dày khoảng 3mm. Nhưng Ozon lại đóng vai trò rất quan trọng trong khí quyển nhờ khả năng hấp thụ bức xạ cực tím ($\leq 320\text{nm}$) bảo vệ sự sống trên hành tinh và được gọi là "Lá chắn Ozon" của trái đất.

Khoảng 90% tổng lượng Ozon phân bố ở tầng bình lưu 10 - 40km và có mật độ lớn nhất ở độ cao từ 20 - 25km. Ozon ở tầng bình lưu gọi là Ozon bình lưu vừa là lá chắn bảo vệ trái đất, vừa đóng vai trò quyết định chế độ nhiệt của tầng bình lưu.

Năm 1974 các nhà khoa học là Rowland và Molina khám phá ra sự phá huỷ tầng Ozon của các chất ChloroFluoroCarbons (CFCs) do con người chế tạo ra để sử dụng trong công nghiệp đông lạnh, bình xịt, bọt xốp, chất tẩy rửa trong điện tử... Bình thường các chất CFC rất bền vững trong tầng đối lưu, nhưng ở tầng bình lưu chúng bị phá huỷ do bức xạ mặt trời giải phóng phân tử Cl và tác động với Ozon làm phá huỷ lá chắn Ozon để lọt tia cực tím xuống mặt đất gây các bệnh ung thư và đau mắt đỏ, tiêu diệt các chất hữu cơ có lợi cho cơ thể sống.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Tầng Ozon bị suy giảm mạnh gây ra "lỗ hổng" Ozon và sự phát hiện ra "lỗ hổng" Ozon ở Nam cực vào mùa xuân năm 1985 đã đặt các quốc gia cùng nhau ký công ước về bảo vệ tầng Ozon tại Viên (Áo) năm 1985 gọi là công ước Viên, và sau đó năm 1987 Nghị định thư (NĐT) về các chất làm suy giảm tầng Ozon (ODS) ra đời kêu gọi các quốc gia cắt giảm các chất bị kiểm soát. Danh sách các chất ODS bị kiểm soát bắt đầu chỉ có Halon (sử dụng trong phòng cháy) và CFC ngày càng được mở rộng thêm. Việt Nam đã gia nhập cả công ước Viên và NĐT cũng như các "Sửa đổi" London (1990) và Co-pen-ha-gen (1992) vào tháng 1/1994.

Khác với Ozon tầng bình lưu, một số lượng ít Ozon ở tầng đối lưu gọi là Ozon đối lưu phá hủy các mô thần kinh của động thực vật, kích thích hệ hô hấp, gây sương mù ở các thành phố, như là một chất khí nhà kính đóng góp vào sự nóng lên toàn cầu. Nên các quốc gia đang cố gắng làm giảm Ozon tầng đối lưu.

Đơn vị đo Ozon: Ký hiệu O_3

- Tỷ trọng Ozon ρ_3 [$\mu\text{kg}/\text{m}^3$]; $\rho_3 = m_3 N_3$ (1.10)

Trong đó:

$$m_3 = 7,97 \times 10^{-23} \text{g} - \text{Trọng lượng phân tử Ozon}$$

$$N_3 - \text{Số phân tử Ozon trong } 1 \text{cm}^3$$

Trong điều kiện bình thường $\rho_{30} = 2,14 \mu\text{kg}/\text{m}^3$

- Tỷ lệ hỗn hợp Ozon $r_3 = \rho_3 / \rho_{kk}$ [$\mu\text{kg}/\text{g}$] (1.11)

- Áp suất riêng p_3 [nbar]; $p_3 \approx 0,6035 p r_3$ (1.12)

Tổng lượng Ozon

$$X = \frac{1}{\rho_{30}} \int_0^\infty \rho_3 dz \quad (1.13)$$

Đơn vị đo tổng lượng Ozon X

Centimet atmosphere (cm-atm), mili centimet atmosphere (m.cm.atm)

$$1 \text{cm-atm} = 10^3 \text{m.cm.atm}$$

$$1 \text{m.cm.atm} = 1 \text{ đơn vị dobson (DU)}$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

1.4.2. Khí nhà kính

Khí quyển cho phép bức xạ mặt trời đến hệ thống khí hậu tương đối dễ dàng, nhưng lại hấp thụ bức xạ hồng ngoại phản xạ lại từ bề mặt trái đất. Khoảng 1/2 năng lượng từ mặt trời do bề mặt trái đất hấp thụ. Hầu như nhiệt bề mặt thu được do phát xạ hồng ngoại từ khí quyển gấp hai lần từ mặt trời.

Khí quyển trái đất cho phép các tia mặt trời xuống mặt đất và làm nóng bề mặt. Trái đất bị lạnh đi do thoát nhiệt trở lại vũ trụ dưới dạng bức xạ hồng ngoại- bức xạ tương tự như vậy làm chúng ta nóng lên khi chúng ta ngồi cạnh lò sưởi hoặc bếp lò. Trong khi khí quyển gần như trong suốt đối với ánh sáng mặt trời, nhưng nó lại gần như ngăn cản bức xạ hồng ngoại. Giống như vườn nhà kính, nó giữ nhiệt lại trong nhà.

"Hiệu ứng nhà kính" như thế làm cho bề mặt trái đất nóng hơn nếu không có khí quyển. Khoảng 90% bức xạ hồng ngoại từ bề mặt trái đất bị khí quyển hấp thụ trước khi thoát vào vũ trụ. Các chất gây hiệu ứng nhà kính là các chất khí nhà kính (KNK) như CO_2 , CH_4 , NO_x , CO , hơi nước H_2O , O_3 , CFC,...

Sự tăng khí nhà kính làm trái đất ngày càng nóng lên gây biến đổi khí hậu. Do đó, công ước khung của Liên Hiệp Quốc (LHQ) về biến đổi khí hậu (BĐKH) ra đời năm 1992 tại Rio de Janeiro (Braxin) và nghị định thư Kyoto (NĐT) về BĐKH nhằm kiểm soát mức độ phát thải KNK năm 1997 xuất hiện (Việt Nam đã ký tham gia Công ước khung 6/92 và phê chuẩn vào 16/01/1994, ký NĐT Kyoto vào 11/1998).

Tuy nhiên nếu không có "hiệu ứng nhà kính" của khí quyển thì trái đất sẽ luôn bị lạnh cóng và nhiệt độ trung bình của bề mặt trái đất sẽ không là 15°C (59°F) mà đã là -18°C (0°F).

CHƯƠNG II: ÁP SUẤT KHÍ QUYỂN

2.1. Khí tượng hóa phương trình trạng thái và phương trình tĩnh học

2.1.1. Khí áp và những đơn vị dùng để đo khí áp

Không khí trong khí quyển có trọng lượng và gây ra một áp suất trên mặt đất. Với 1m^3 không khí ở mặt biển (áp suất 1013mb, nhiệt độ 0°C) có trọng lượng khoảng 1,3kg.

Áp suất là lực tác dụng lên một đơn vị bề mặt (1cm^2 hoặc 1m^2). Như vậy khí áp được tạo ra bởi trọng lượng của cột không khí thẳng đứng lan lên cao qua toàn bộ khí quyển và có thiết diện ngang bằng 1cm^2 (hoặc 1m^2). Trọng lượng của cột không khí đó bằng trọng lượng của cột thủy ngân mà ta quan sát được độ cao h trong khí áp biểu.

Đơn vị đo áp suất:

Đơn vị vật lý tuyệt đối là $\text{đyn}/\text{cm}^2$ tức là áp suất bằng một lực 1 đyn tác dụng lên 1cm^2 . Hoặc trong thực tiễn đơn vị áp suất là áp suất do một cột thủy ngân cao 1mm gây ra (gọi là 1mmHg).

Sau đó trong khí tượng học đã chuyển sang đơn vị đo mới lớn hơn là miliba.

$$1\text{mb} = 1000\text{đyn}/\text{cm}^2$$

$1\text{ba} = 1000\text{mb}$ xấp xỉ bằng áp suất khí quyển (trên mặt nước biển).

Trọng lượng của cột thủy ngân cao 1mm có thiết diện 1cm^2 chính bằng thể tích (V) của nó nhân với (ρ_{Hg}) mật độ thủy ngân và gia tốc trọng lực g : $[V\rho_{\text{Hg}}g]$. Khi đó:

$V = 0,1\text{cm}^3$; $\rho_{\text{Hg}} = 13,59\text{g}/\text{cm}^3$ ở 0°C và gia tốc trọng lực $g = 980\text{cm}/\text{s}^2$ đối với 1mmHg cột thủy ngân (d)

$$\Rightarrow V\rho_{\text{Hg}}g = (0,1\text{cm}^3) \times (13,59\text{g}/\text{cm}^3) \times (980,6\text{cm}/\text{s}^2) \quad (2.1)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$= 1333 \frac{cm^4 g}{cm^3 s^2} = 1333 \frac{cm g}{s^2} = 1333 \text{đyn};$$

$$(1 \text{đyn} = 1 \frac{cm \cdot g}{s^2}; 1N = 0,1kg \times 10 \frac{m}{s^2} = \frac{100g \times 1000cm}{s^2} = 10^5 \text{đyn})$$

$$\text{Từ đó: } 1\text{mmHg} = 1333 \text{đyn/cm}^2$$

$$\text{hoặc } 1\text{mmHg} = 1,333\text{mb}$$

$$\text{và } 1\text{mb} = 0,75\text{mmHg} = 1000 \text{đyn/cm}^2$$

Áp suất trung bình trên mặt biển - gọi là áp suất trong điều kiện bình thường

$$P_0 = 760\text{mmHg} = 1013080 \frac{\text{đyn}}{cm^2} = 1013,1 \text{ mb}$$

Do đó khi lên cao khối lượng không khí nằm trên nhỏ đi và khí áp cũng giảm đi.

2.1.2. Áp suất và tỷ trọng không khí

Theo lý thuyết về động năng, các phân tử khí luôn trong trạng thái hỗn loạn và chuyển động nhanh, va chạm với nhau, trao đổi năng lượng cho nhau. Giả sử một chất khí i có nồng độ N_i , trọng lượng phân tử m_i , thì tỷ trọng riêng $\rho_i = m_i N_i$ và áp suất riêng là $p_i = \frac{N_i K T}{V}$ (K là hằng số Bosman $= 1,38044 \times 10^{-23} \text{J/K}^0$).

Đối với không khí, thì tỷ trọng không khí $\rho_{kk} = \sum \rho_i = \sum m_i N_i$ và áp suất không khí

$$p_{kk} = \sum p_i \Rightarrow (p = NKT, N \text{ là số phân tử khí trong một đơn vị thể tích}) \quad (2.2)$$

Giá trị ρ_i/ρ_{kk} gọi là tỷ lệ của hỗn hợp, còn gọi là nồng độ hoặc tỷ lệ của khối lượng theo thể tích, ký hiệu đơn vị ppm, ppb (phần triệu, phần tỷ).

2.1.3. Phương trình trạng thái

+ Sự thay đổi trạng thái của các chất khí trong không khí với các giá trị nhiệt độ (T) và áp suất (p) quan trắc được trong khí

Giáo trình Vật lý khí quyển

quyền đảm bảo sự chính xác vừa đủ có thể được biểu diễn thông qua phương trình trạng thái Cola Payrong

$$pv = RT/M \text{ hay } p = NKT \text{ hoặc } p = (\rho/\mu)RT \quad (2.3)$$

Trong đó:

v: Thể tích của đơn vị trọng lượng

M: Phân tử lượng của không khí

K: Hằng số Bosman ($K = 1,38044 \times 10^{-23} \text{ J/K}$)

R: Hằng số khí tổng hợp ($R = 8,31432 \times 10^3 \text{ J/mol.K}$)

[$R = KA$, trong đó: $A = 6,0221 \times 10^{26}/\text{Kmol}$ là số hạt trong một kilomol]

T: Nhiệt độ tuyệt đối theo thang độ Kenvin, $T = 273,15 + t$; t là nhiệt độ Cenxi ($^{\circ}\text{C}$)

ρ : Mật độ chất khí

μ : Trọng lượng phân tử khí

+Đối với không khí khô $\mu = \mu_{kk} = 28,966 \text{ kg/kmol}$ và như vậy:

$$R_{kk} = R/\mu_{kk} = 2,87 \times 10^2 \text{ J/kg.K} \quad (2.4)$$

$$p_{kk} = \rho_{kk} R_{kk} T \text{ (Phương trình trạng thái của không khí khô)} \quad (2.5)$$

- Mật độ của không khí khô

$$\rho_{kk} = p_{kk}/(R_{kk}T), \text{ thay } v = 1/\rho_{kk}, \text{ khi đó: } p_{kk}v = R_{kk}T \quad (2.6)$$

Khi $t_0 = 0^{\circ}\text{C}$ và áp suất $P_0 = 1013,250\text{mb}$ (760mmHg)

$$\rho_{kk} = 1,2923 \text{ kg/m}^3 \text{ (điều kiện bình thường) hoặc } [\text{g/cm}^3]$$

+ Đối với không khí ẩm:

Trọng lượng phân tử lượng của hơi nước $\mu_h = \underline{18,016 \text{ kg/kmol}}$

$$R_n = R/\mu_n = 4,615 \times 10^2 \text{ J/kg.K. Hay } R_n = \mu_{kk} R_{kk}/\mu_n = 1,6R_{kk} \quad (2.7)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Mật độ không khí ẩm có thể được biểu diễn dưới dạng tổng của mật độ không khí khô (ρ_{kk}) và mật độ của hơi nước (ρ_n)

$$\rho_a = \rho_{kk} + \rho_n \quad (2.8)$$

- Áp suất riêng của hơi nước (sức trương của hơi nước) là e , với mật độ ρ_n ; áp suất riêng phần (sức trương) của không khí sẽ là $p - e$, với mật độ ρ_{kk} . Như vậy :

$$\rho_a = (p - e)/(R_{kk}T) + e/(1,6R_{kk}T) = p/[(R_{kk}T)(1 - 0,378e/p)] \quad (2.9)$$

2.1.4. Nhiệt độ ảo

- Giá trị e/p thường rất nhỏ ($e \ll p$), nên:

$\rho_a \approx p/[R_{kk}T(1 + 0,378e/p)]$ và khi thay $v = 1/\rho_a$, ta có:

$$pv = R_{kk}T(1 + 0,378e/p) \quad (2.10)$$

$$\text{Lấy } T_v = T(1 + 0,378e/p) \text{ gọi là } \underline{\text{nhiệt độ ảo}} \quad (2.11)$$

$$pv = R_{kk}T_v \quad (2.12)$$

- Như thế mật độ không khí ẩm:

$$\rho_a = p/(R_{kk}T_v) \quad (2.13)$$

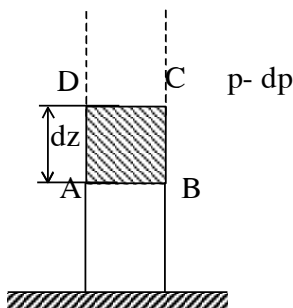
Công thức Cơ la pay rộng được áp dụng cho không khí ẩm, khi thay nhiệt độ thực (T) bằng nhiệt độ không khí ảo (T_v).

+ **Ý nghĩa vật lý của nhiệt độ ảo** là nhiệt độ mà không khí hoàn toàn khô phải có để mật độ của nó bằng mật độ của không khí ẩm cho sẵn (ở cùng một áp suất p). Ta hiểu rằng nhiệt độ của không khí ảo bao giờ cũng cao hơn nhiệt độ thực của không khí.

$$T_v = T(1 + 0,378e/p)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

2.1.5. Phương trình tĩnh học cơ bản



Hình 2.1

Giả sử độ cao biến thiên vô cùng nhỏ (dz), thì áp suất cũng biến thiên (dp) bằng chính trọng lượng của khối không khí trong hình ABCD có đáy bằng 1cm^2 và chiều cao dz (Hình 2.1).

Vậy nếu khối không khí trong ABCD có mật độ là ρ , gia tốc trọng lực g thì trọng lượng của khối là:

$$dp = -\rho g dz \quad (2.14)$$

Gọi là phương trình ơ bản của tĩnh học khí quyển hay phương trình tĩnh học cơ bản

Nếu khí quyển đồng nhất nghĩa là mật độ ρ không thay đổi theo độ cao.

Từ (2.14) ta có:

$$\int_{p_1}^{p_2} dp = -\rho g \int_{z_1}^{z_2} dz$$

Khi ở giới hạn dưới $p_1 = p$ và $z_1 = 0$ và ở giới hạn trên $p_2 = 0$ và $z_2 = H$

$$\Rightarrow -p = -\rho g H \Rightarrow H = \frac{p}{\rho g} \quad (2.15)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Công thức $p = \rho g H$ biểu diễn sự bằng nhau giữa áp suất khí quyển và trọng lượng của cột khí quyển thẳng đứng có thiết diện 1cm^2

Từ phương trình Cơ la pay rộng: $p = \rho R_{kk} T$, ta có chiều cao của khí quyển đồng nhất:

$$H = \frac{R_{kk} T}{g} ; R_{kk} = 287 \times 10^4 \frac{\text{cm}^2}{\text{s}^2 \text{độ}} \quad (2.16)$$

Trong điều kiện bình thường 0°C ($T_0 = 273^\circ\text{K}$), $g_0 = 980,6\text{cm/s}^2$

$$H = \frac{R_{kk} T}{g} = \frac{287 \times 10^4 \times 273}{980,6} = 799011\text{cm} = 7990\text{m} \quad (2.17)$$

$$\text{Từ} \quad \rho = \frac{P}{R_{kk} T} \Rightarrow \rho_0 = \frac{P_0}{R_{kk} T_0}$$

Đối với không khí khô, khi $t = 0^\circ\text{C}$ ($T = 273^\circ\text{K}$) và $p_0 = 760\text{mmHg} = 1013\text{mb}$,

$$\text{thì } \rho_0 = 0,001293\text{g/cm}^3$$

$$\Rightarrow R_{kk} = \frac{p_0}{\rho_0 T_0}$$

$$\Rightarrow \rho = \rho_0 \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} ; T = T_0 + t \Rightarrow \frac{T_0}{T} = \frac{T_0}{T_0 + t} = \frac{1}{1 + \frac{1}{T_0} t}$$

$$\Rightarrow T_0 = \frac{T}{1 + \alpha t} ; \alpha = \frac{1}{T_0} = \frac{1}{273}$$

$$\Rightarrow \rho = \rho_0 \frac{p}{p_0} \frac{1}{1 + \alpha t} \quad (2.18)$$

Đối với vĩ độ φ và độ cao trên mặt biển z gia tốc trọng lực được biểu diễn

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\frac{g}{g_0} = (1 - 0,0026x \cos 2\varphi)(1 - \beta z) \text{ hay}$$

$$\frac{g_0}{g} = (1 + 0,0026x \cos 2\varphi)(1 + \beta z)$$

Trong đó: β có giá trị là $0,000000314 = 314 \times 10^{-9}$ (đối với khí quyển tự do)

Và $0,000000196 = 196 \times 10^{-9}$ (đối với miền núi)

$$\text{Còn } T_0 = \frac{T}{1 + \alpha t} \Rightarrow \frac{T}{T_0} = (1 + \alpha t)$$

$$H = \frac{R_{kk} T}{g} = \frac{R_{kk} T_0}{g_0} \times \frac{T}{T_0} \times \frac{g_0}{g} \quad (2.19)$$

$$7990(1 + \alpha t)(1 + 0,0026 \cos 2\varphi)(1 + \beta \bar{z}); [H] = m$$

Ở đây $\bar{z}$ là độ cao trên mặt biển của điểm giữa lớp khí quyển đồng nhất

Nếu chỉ lấy hiệu chỉnh về nhiệt độ

$$\Rightarrow H = \frac{R_{kk} T}{g} = 8000(1 + \alpha t) \text{ [m]} \quad (2.20)$$

Nếu khí quyển đẳng nhiệt, trong đó nhiệt độ T không thay đổi theo độ cao $T = \text{const}$, $g = \text{const}$

Từ phương trình tĩnh học $dp = -\rho g dz$ và

Phương trình trạng thái $p = \rho R_{kk} T$

$$\Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_{kk} T} dz \Rightarrow \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_{kk} T} \int_{z_1}^{z_2} dz \quad (2.21)$$

Ở giới hạn dưới: $z_1 = 0$, $p_1 = p_0$, tới $z_2 = z$ và $p_2 = p$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\Rightarrow \ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g}{R_{kk}T} z \text{ công thức quan hệ giữa } p \text{ và } z \quad (2.22)$$

$$\Rightarrow z = \frac{R_{kk}T}{g} \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) = H \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) = 8000(1 + \alpha t) \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) \quad (2.23)$$

Thay logarit tự nhiên bằng logarit thập phân, ta được:

$$z = 8000(1 + \alpha t) \ln \left[10^{\lg \frac{p_0}{p}} \right] = 8000(1 + \alpha t) \ln 10 \lg\left(\frac{p_0}{p}\right)$$

$$(\ln 10 = 2,3)$$

$$z = 18400(1 + \alpha t) \lg \frac{p_0}{p} \quad (2.24)$$

Các công thức tính z theo p gọi là công thức của Laplace cho khí quyển đẳng nhiệt, cho phép tính được độ cao z giữa 2 mực trong khí quyển mà ở đó các áp suất bằng p_0 giảm xuống còn p .

Đối với 2 mực áp suất cho sẵn (quan trắc được) người ta lấy nhiệt trung bình cộng giữa những nhiệt độ quan trắc được ở mức dưới và mức trên $\bar{t} = \frac{t_1 + t_2}{2}$

Từ công thức khí áp (2.24) có thể tính được độ cao mà áp suất giảm đi một nửa (tức là trở nên là $\frac{p_0}{2}$):

$$z = 18400 \times 0,3 = 5520\text{m} \quad (2.25)$$

Như vậy cứ lên cao mỗi 5,5 km thì khí áp giảm đi là 2 lần (giảm đi một nửa).

2.2. Quy luật tổng quát về sự giảm của khí áp theo độ cao

2.2.1. Công thức khí áp dạng tổng quát

Từ phương trình tĩnh học và phương trình trạng thái có công thức

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_{kk} \cdot T} dz \Rightarrow \ln p = \ln p_0 - \int_0^z \frac{g}{R_{kk} \cdot T} dz \quad (2.26)$$

$$\text{Hay } p = p_0 \cdot e^{-\int_0^z \frac{g}{R_{kk} \cdot T} dz} \quad (2.27)$$

p_0 : Là áp suất ở $z = 0$

p : Là áp suất ở độ cao z

Công thức (2.27) gọi là **công thức khí áp dạng tổng quát**.

Trong trường hợp khí quyển đẳng nhiệt:

$$p = p_0 \cdot e^{-\int_0^z \frac{g dz}{R_{kk} \cdot T}} = p_0 \cdot e^{-\frac{z}{H}} \quad (2.28)$$

$$H = \frac{R_{kk} \cdot T}{g} \quad \text{Là chiều cao của khí quyển đồng nhất}$$

Công thức này chứng tỏ khi độ cao tăng theo cấp số cộng thì khí áp giảm theo cấp số nhân và cứ lên cao mỗi 5,5km thì áp suất giảm đi một nửa.

Trong trường hợp không khí ẩm thì ta thay thế nhiệt độ không khí khô T bằng nhiệt độ ảo T_v

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

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\text{Khi đó (2.22)} \approx z = \frac{R_{kk} \cdot T}{g} \left[1 + 0,378 \left(\frac{e}{p} \right) \right] \cdot \ln \frac{p_0}{p} \text{ hay}$$

$$z = \frac{R_{kk} \cdot T}{g} \left[1 + 0,378 \left(\frac{e}{p} \right) \right] \cdot \ln \frac{p_0}{p} \quad (2.29)$$

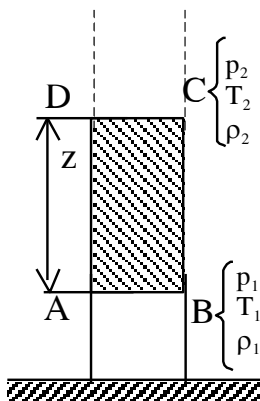
Chiều cao của khí quyển đồng nhất với hiệu chỉnh về trọng lực và chuyển sang hệ lô ga rít thập phân ta được:

$$z = 18400(1 + \alpha t) \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) (1 + 0,0026 \cos 2\varphi) (1 + \beta Z) \lg \frac{p_0}{p} \quad (2.30)$$

Công thức đầy đủ này được gọi là công thức Laplace - Riuman.

2.2.2. Công thức Ba bi nê

Giả sử cột không khí có thiết diện 1m^2 , áp suất mức trên và dưới tương ứng là p_2 và p_1 , chiều cao của cột là z



Hình 2.2

Từ công thức của phương trình tĩnh học $dp = -\rho g dz$

$$\Rightarrow p_2 - p_1 = -mgdz \Leftrightarrow p_1 - p_2 = mgdz$$

ρ_m : Là mật độ trung bình của không khí, khi coi cột không khí ABCD với trọng lượng m , có ρ không đổi

$$\Rightarrow z = \frac{p_1 - p_2}{\rho_m \cdot g} \quad (2.31)$$

Theo công thức Cơ-la-pây-rông

$$\rho_m = \frac{p_m}{R_{kk} \cdot T}$$

p_m : Là áp suất trung bình (p_1, p_2); $p_m = \frac{p_1 + p_2}{2}$

T : Nhiệt độ trung bình (T_1, T_2); $T = \frac{T_1 + T_2}{2}$

$$\Rightarrow \rho_m = \frac{p_1 + p_2}{2R_{kk} \cdot T} \cdot \text{Theo (2.20)} \quad \frac{R_{kk} \cdot T}{g} = 8000(1 + \alpha t)$$

$$\Leftrightarrow z = 16000(1 + \alpha t) \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2} \quad \text{Gọi là công thức Ba bi nê} \quad (2.32)$$

Như vậy, các công thức khí áp La pơ lát xơ và Ba bi nê cho phép giải quyết các bài toán sau:

- Tìm độ chênh lệch giữa hai mức theo các quan trắc về khí áp p_1 và p_2 ở các mức đó $\Rightarrow$ tìm thăng bằng khí áp.
- Tính khí áp ở độ cao cho sẵn, nếu biết khí áp ở bên dưới là p_1 .
- Rút áp suất về mặt biển, tức là tìm áp suất p_1 ở mức nằm thấp hơn, trùng với mặt biển, khi đã biết độ lớn của áp suất p_2 ở độ cao Z trên mặt biển.

Việc rút khí áp về một mực (mực biển) là cần thiết để so sánh các số liệu quan trắc của các trạm khí tượng đặt ở những độ cao khác nhau, nhằm tìm hiểu sự phân bố của khí áp trên cùng một mực.

Ở các trạm khí tượng có gửi mã điện Synop đều phải thực hiện hàng ngày việc rút áp suất về mặt biển. Để đơn giản người ta lập bảng tính sẵn trước việc quy toán đối với mỗi trạm để tra cho nhanh kết quả.

Giáo trình Vật lý khí quyển

2.2.3. Gradient khí áp và bậc khí áp

Đặc trưng cho sự biến thiên của áp suất theo độ cao ở điểm cho sẵn trong khí quyển thường được dùng đại lượng gradient khí áp thẳng đứng hoặc bậc khí áp.

$$\Rightarrow G = - \frac{dp}{dz} \quad (2.33)$$

Đơn vị tính là mb/cm hoặc mb/m. Nhưng thông thường tính bằng mb trên 100m.

Dấu trừ chứng tỏ véc tơ gradient hướng về khí áp thấp (giảm).

$\Rightarrow$ Khi xác định hiệu độ cao của 2 mực giảm 1 mb được dùng bậc khí áp (h). Nghĩa là độ cao mà không khí cần phải nâng lên để áp suất giảm đi 1 mb.

$$\text{Như vậy: } h = - \frac{dz}{dp} \quad (2.34)$$

Ngược với giá trị của gradient G.

$$\begin{aligned} \Rightarrow h &= - \frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g}; \text{ Thay } \rho \text{ từ } \rho = \frac{p}{R_{kk}T} \\ \Rightarrow h &= \frac{R_{kk}T}{Pg} \end{aligned} \quad (2.35)$$

$$\text{Từ (2.20) } \frac{R_{kk}T}{g} = 8000(1 + \alpha t)$$

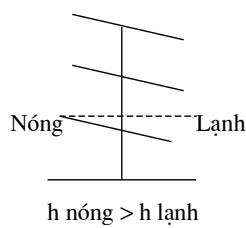
$$\Rightarrow h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha t) \quad (2.36)$$

Từ (2.36) ta thấy bậc khí áp (h) tỷ lệ nghịch với áp suất. Cho nên bậc khí áp tăng theo độ cao (p giảm). Ngược lại giá trị của gradient (ngược với bậc khí áp) sẽ giảm theo độ cao tỷ lệ với độ giảm áp suất.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Còn khi nhiệt độ tăng thì độ lớn của bậc khí áp (h) cao hơn, còn độ lớn của gradient giảm đi $\frac{1}{273}$, hoặc giảm đi 0,4% trên mỗi độ nhiệt độ.

Từ đó suy ra là trong khối không khí nóng sự giảm áp suất theo độ cao bao giờ cũng diễn ra chậm hơn trong không khí lạnh. Do đó nếu hai khối không khí nóng - lạnh nằm cạnh nhau ở mặt đất các áp suất bằng nhau, thì ở tất cả các mực độ cao mặt đẳng áp ở khối không khí nóng sẽ cao hơn ở khối không khí lạnh.



Hình 2.3

Bảng 2.1: Các trị h và G tính theo (2.36) cho các mực, với t = 0

P (mb)	=	1000	800	600	400	100
h (m/mb)	=	8	10	13,3	20	80
G (mb/100m)	=	12,5	10	7,5	5	1,25

Tính nếu t = - 20⁰C và + 20⁰C (thực hành)

Đối với những độ cao tầng cao của khí quyển, có tính đến sự giảm trọng lực theo độ cao. Nghĩa là:

$$g(r) = g_0 \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = \frac{GM}{r^2}$$

(2.37)

Trong đó, r₀: Bán kính trái đất; M: Trọng lượng trái đất

G: Hệ số trọng trường = 6,673 × 10⁻⁴ m³/kg.s

Trong trường hợp T = const, z = r - r₀ ta có:

Phương trình tĩnh học: dp = -pgdz

Giáo trình Vật lý khí quyển

Phương trình trạng thái: $p = \rho R_{kk} T$

$$\Rightarrow dp = -\rho \frac{GM}{R_{kk} T} \frac{dr}{r^2} \quad (2.38)$$

Tích tích phân hai vế ta có:

$$p = p_0 e^{-\frac{GM}{R_{kk} T} \left(\frac{1}{r_0} - \frac{1}{r} \right)} = p_0 e^{-\frac{g_0}{R_{kk} T} \frac{r_0}{r} Z} \quad (2.39)$$

Ta thấy g giảm thì sự suy giảm của áp suất ở độ cao cao hơn sẽ chậm hơn theo độ cao (cụ thể là giảm đi $e^{r_0/r}$ lần).

Ở độ cao khoảng 100km giá trị áp suất p tính theo công thức (2.39) với $T = 300^0\text{K}$ sẽ lớn hơn 19% so với p tính theo công thức: $p = p_0 \cdot e^{-z/H}$

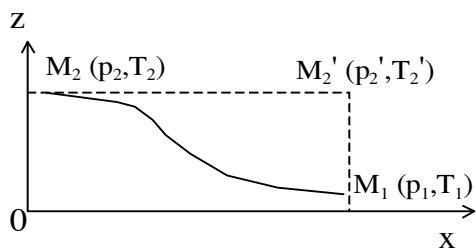
Khi ở độ cao rất cao $z \rightarrow \infty$ thì áp suất p không tiến đến 0 mà [theo (2.39)]

$$p \rightarrow p_\infty = p_0 e^{\frac{-GM}{R_{kk} T r_0}} \quad (2.40)$$

Công thức này nhằm kết luận thêm về khí quyển không thể trong trạng thái cân bằng trong trường của lực trung tâm và bao giờ cũng có sự chuyển dịch của các hạt khí quyển.

Sử dụng công thức (2.30) để tính hiệu số độ cao z của 2 điểm M_1 và M_2 (Hình 2.4) khi đo được đồng thời áp suất p_1, p_2 và nhiệt độ T_1, T_2 . Với áp kế bình thường có thể xác định được độ cao chính xác khoảng 1m trong việc tiến hành đo cao trình khí áp.

Khi 2 điểm M_1 và M_2 cách nhau tương đối xa cả theo phương ngang thì cần phải tính thêm gradient phương ngang của phi áp $\partial p / \partial x$. Tại điểm M_2' cùng độ cao trên M_1 bằng với M_2 :



Hình 2.4

$$p_2' = p_2 + x \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.41)$$

x : Là khoảng cách giữa M_1 và M_2 theo trục OX .

Thay p_2' trong công thức (2.30) để tính z , nhưng phải biết trước được $\partial p / \partial x$ có thể xác định được theo vận tốc gió ở độ cao M_2 (theo công thức tính gió địa chuyển theo trục OX):

$$V_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial x} ; U_g = - \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial y} ; \text{ ở đây } l = 2\omega \sin\varphi, \text{ tham số của lực}$$

Cô ri ô lít.

U_g và V_g là thành phần gió địa chuyển theo trục Ox và Oy).

Các công thức trên chỉ tính cho trường hợp không khí đứng yên (không chuyển động). Còn khi không khí chuyển dịch với vận tốc theo các thành phần Ox , Oy , Oz là (u, v, w) .

Khi đó hệ phương trình động học được viết lại là:

$$\begin{aligned} F_x &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ F_y &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ F_z &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \end{aligned} \quad (2.42)$$

(là các thành phần của lực gradient áp suất p tác động lên 1 đơn vị trọng lượng khí)

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi có hệ cân bằng tĩnh, thì $F_z = 0$ và $\frac{dp}{dz} = -\rho g$

Trong thực tế lực gradient áp theo phương đứng $F_z = \frac{\partial w}{\partial t}$

$$\text{Nên } \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (2.43)$$

$$\text{Và } \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \frac{\partial w}{\partial t} - \rho g \quad (2.44)$$

(Do vậy khi $w < 0$, dòng giáng và chuyển động chậm dần xuống bề mặt trái đất $\frac{\partial w}{\partial t} > 0$, khi đó đại lượng $\rho \frac{\partial w}{\partial t}$ được thêm vào trọng lượng của lớp không khí (ρg) làm nặng thêm và p tăng lên và lớn hơn (khi không có dòng giáng) đến 6 - 10 mb/400-500m.

2.3. Công thức khí áp của địa thế vị và sự phân bố địa lý của khí áp, sự biến thiên của mật độ không khí theo độ cao

2.3.1. Khái niệm về thế năng của lực trọng trường

Mặt phẳng mà ở đó dịch chuyển không khí theo bất kỳ hướng nào dọc mặt phẳng đó không phải mất công năng lượng để chống lại lực trọng trường gọi là mặt phẳng đồng thế năng hay gọi là địa thế vị. Mặt phẳng đó ở mọi điểm của nó đều vuông góc với hướng lực trọng trường. Có thể coi gần đúng là mặt nước biển (mực nước biển) chính là mặt phẳng đồng thế năng và ở đó thế năng luôn bằng 0.

Lực hút của trái đất tác dụng lên một vật gọi là trọng lực hay trọng lượng (P) của vật. Đơn vị lực là Niuton (N): $P = mg$; $P = 9,8N = 1kg \times 9,8 \frac{m}{s^2}$

Thế năng của lực trọng trường ϕ tại bất kỳ điểm nào đó của khí quyển được đo bằng một công mà cần phải dùng để nâng một đơn vị khối lượng từ mặt biển đến độ cao của điểm cho sẵn.

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\phi = \phi(z) = \int_0^z g dz \text{ và } d\phi = g dz \text{ [m}^2/\text{s}^2 \text{ hoặc J/kg]} \quad (2.45)$$

Độ cao mặt phẳng đồng thế vị $\phi = \phi_1$ trong khí quyển phụ thuộc vào giá trị g và ở xích đạo $g_{XD} < g_c$ ở cực, do đó để nâng khối không khí lên cao cần thực hiện một công ϕ_1 , thì ở xích đạo độ cao của mặt ϕ_1 sẽ cao hơn ở cực và có hình elíp co lại ở cực thậm chí co nhiều hơn so với hình trái đất.

Đơn vị đo thế năng là công khoảng 10J/kg, trong các bản đồ thời tiết được sử dụng là "mét địa thế vị", ký hiệu là (Gp.m) bằng 9,80665J/kg.

Độ cao địa thế vị

$$H'_m = \frac{1}{9,80665} \int g(z) dz \quad (2.46)$$

Như vậy để nâng một đơn vị trọng lượng 1kg lên độ cao 1m. Ví dụ ở vĩ độ 55° , với $g = 9,81501 \text{ m/s}^2$ thì cần phải thực hiện một công là $9,81501 \text{ J/kg} = 1,00085 \text{ Gp.m}$.

Ở vĩ độ khác thì giá trị H'_m cũng sẽ khác. Tuy nhiên giá trị mét địa thế vị cũng gần bằng với mét hình học (đơn vị đo thông thường), chỉ khác về kích thước đo.

$$\text{Từ (2.14) và (2.45)} \Rightarrow \frac{dp}{p} = -\frac{d\phi}{R_{kk} \overline{T_v}} \text{ hoặc } \phi = R_{kk} \overline{T_v} \ln \frac{P_0}{P} \quad (2.47)$$

Ở đây: $\overline{T_v}$ là nhiệt độ ảo trung bình của cột không khí ở độ cao $z = 0$ (với p_0) đến độ cao z với áp suất p .

Chuyển sang hệ đo logarit thập phân và ký hiệu H_m là thế năng theo đơn vị mét địa thế vị (Gp.m) thì

$$H_m = 67,445 \overline{T_v} \lg \frac{P_0}{P} \quad (2.48)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Để tính H_m , phải xác định được p và T_v thông qua các quan trắc thám không. Đầu tiên tính ϕ , sau đó tính độ cao hình học z .

Ví dụ chọn hai mặt đẳng áp $p_1 = 1000\text{mb}$ và $p_2 = 500\text{mb}$. Khi đó hiệu số độ cao địa thế vị của hai mặt này là:

$$H_{m2} - H_{m1} = 67,445 \overline{T_v} \lg \frac{p_1}{p_2} = 67,445 \overline{T_v} \lg \frac{1000}{500} \quad (2.49)$$

Chỉ phụ thuộc vào một mình nhiệt độ $\overline{T_v}$ của cột không khí giữa hai mực. Trong không khí nóng mặt đẳng áp 500mb bị nâng lên cao hơn trên mặt 1000 so với trong khối không khí lạnh. Hiệu số $H_{m2} - H_{m1}$ được gọi là địa hình tương đối đặc trưng cho nhiệt độ trung bình của lớp giữa hai mực p_1 và p_2 . Theo (2.49) thì mặt, ví dụ p_1 nâng lên cao hơn ở những vùng mà ở đó áp suất p_0 trên mặt nước biển cao hơn và ngược lại.

Trên mặt p_1 vẽ các đường có cùng độ cao địa thế vị (so với mức nước biển) H_m . Các đường đó gọi là "đẳng độ cao địa thế vị". Các đường đẳng độ cao địa thế vị được vẽ trên một mặt nhất định gọi là bản đồ đẳng độ cao địa thế vị của một mặt hay là bản đồ địa hình áp tuyệt đối các mặt như: 850, 700, 500 và thậm chí 1 và 0,4mb.

2.3.2. Phân bố địa lý của khí áp

Trên bản đồ địa lý (mặt đất) người ta vẽ các đường nối liền các điểm có áp suất bằng nhau gọi là đường đẳng áp. Trước khi vẽ các đường đẳng áp, người ta đã rút khí áp ở mỗi điểm về mặt biển theo công thức khí áp, để loại trừ những ảnh hưởng của các chênh lệch về độ cao của các trạm riêng biệt.

Những bản đồ đường đẳng áp cho một hình ảnh về sự phân bố của áp suất trên cùng một mực, cụ thể là trên mặt biển. Các đường đẳng áp được vẽ cách những khoảng đều nhau, chẳng hạn 1mb, 2mb, 5mb tùy theo tỷ xích của bản đồ.

Sự phân bố của khí áp trên trái đất liên tục thay đổi. Cho nên người ta lập hàng ngày những bản đồ đường đẳng áp cho mỗi trạm quan trắc. Tuy nhiên cũng có một quy luật xác định và có một sự

Giáo trình Vật lý khí quyển

cố định trong sự sắp xếp của các đường đẳng áp cho trung bình nhiều năm đối với những tháng và mùa trong năm.

Có thể chia các vùng khí áp thành 2 nhóm:

Những vùng khí áp thường xuyên tồn tại (về cơ bản) trong suốt năm gồm:

- + Đại áp suất giảm dọc theo xích đạo.
- + Những cực đại đại dương phó nhiệt đới ở Bắc và Nam bán cầu (Đại Tây Dương gần quần đảo A xo rơ; TBD gần quần đảo Ha Oai).
- + Những cực tiểu Đại dương (Đại Tây Dương) ít x len và (Thái Bình Dương) A lê út, đặc biệt rộng lớn và sâu vào thời kỳ mùa đông.
- + Đại áp suất giảm ở vĩ độ trung bình của Nam bán cầu.
- + Những cực đại Bắc Băng Dương và Nam Băng Dương (biểu hiện yếu ở những khu vực gần Bắc cực và Nam cực).

Những vùng khí áp theo mùa, quan sát thấy trên các lục địa, ở đó những cực đại mùa đông được thay thế bằng những cực tiểu mùa hạ, bao gồm:

- + Xoáy nghịch Châu Á (Xi bi ri) mùa đông có tâm ở Mông Cổ.
- + Xoáy nghịch Canada mùa đông.
- + Cực tiểu Châu Á mùa hạ (có tâm ở Tây Nam Châu Á).
- + Vùng áp thấp Bắc Mỹ mùa hạ.
- + Những cực đại trên các lục địa ở Nam bán cầu (Úc, Nam Mỹ và Nam Phi về mùa đông của Nam bán cầu (VI -VIII) thay thế bằng những vùng áp thấp mùa hạ (XII-II).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Những vùng khí áp đó xuất hiện là do nguyên nhân nhiệt cũng như nguyên nhân động lực.

Những vùng khí áp cơ bản kể trên có tên là "Những trung tâm tác động của khí quyển" giữ một vai trò rất quan trọng trong hoàn lưu chung của khí quyển.

Trung bình năm có 01 cực tiểu xích đạo, hơi dịch về Bắc bán cầu (tới $\phi = 10^0\text{N}$), hai cực đại phó nhiệt đới ở vĩ độ 35^0 Bắc và 30^0 Nam, tiếp đó là hai cực tiểu gần cực tuyến ở 65^0 cả hai bán cầu, cuối cùng áp suất tăng một ít về phía cực. Áp suất trung bình trên mực biển đối với toàn cầu là 1011mb (758mmHg).

2.3.3. Sự biến thiên của mật độ không khí theo độ cao

Theo công thức Cơ la pay rộng: Mật độ không khí là hàm số của áp suất và nhiệt độ tuyệt đối.

$$\rho = \frac{p}{R_{kk} \cdot T} \quad (2.50)$$

Mật độ không khí theo độ cao phụ thuộc rất nhiều vào tốc độ giảm của nhiệt độ không khí theo độ cao trong khí quyển, tức là vào gradient nhiệt độ thẳng đứng $-\frac{dT}{dz}$

$$\text{Từ (2.50)} \Rightarrow \ln p = \ln p - \ln R_{kk} - \ln T \quad (2.51)$$

Lấy vi phân 2 vế của (2.51)

$$\Rightarrow \frac{d\rho}{\rho} = \frac{dp}{p} - \frac{dT}{T} \quad (2.52)$$

Để ý rằng $dp = -\rho g dz$ và $p = \rho R_{kk} T$

$$\Rightarrow \frac{d\rho}{\rho} = -\frac{g dz}{R_{kk} T} - \frac{dT}{T} \quad (2.53)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\text{Hoặc} \quad \frac{d\rho}{dz} = \frac{\rho}{T} \left(-\frac{g}{R_{kk}} - \frac{dT}{dz} \right) \quad (2.54)$$

$$\left\{ \frac{g}{R_{kk}} = \frac{980,6}{287 \times 10^4} = 0,00034 \frac{\text{độ}}{\text{cm}} = 3,4 \frac{\text{độ}}{100\text{m}} \right\}$$

Như vậy dấu của $\frac{d\rho}{dz}$ phụ thuộc vào dấu của biểu thức trong ngoặc (2.54):

- Nếu $-\frac{g}{R_{kk}} - \frac{dT}{dz} < 0$ tức là nếu $-\frac{dT}{dz} < \frac{g}{R_{kk}} = 3,4 \frac{\text{độ}}{100\text{m}}$ thì $\frac{d\rho}{dz} < 0$ tức là mật độ giảm theo độ cao.

- Nếu $-\frac{g}{R_{kk}} - \frac{dT}{dz} = 0$ tức là nếu $-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_{kk}} = 3,4 \frac{\text{độ}}{100\text{m}}$ thì $\frac{d\rho}{dz} = 0 \Rightarrow \rho = \text{hằng số}$, mật độ không đổi.

- Nếu $-\frac{g}{R_{kk}} - \frac{dT}{dz} > 0$ tức là nếu $-\frac{dT}{dz} > \frac{g}{R_{kk}} = 3,4 \frac{\text{độ}}{100\text{m}}$ thì $\frac{d\rho}{dz} > 0 \Rightarrow \rho$ tăng theo độ cao.

Trong khí quyển tự do gradient nhiệt độ thẳng đứng trung bình vào khoảng 0,6 độ/100m tức là nhỏ hơn rất nhiều so với tới hạn 3,4 độ/100m. Do đó mật độ không khí giảm theo độ cao. Tuy nhiên nhiều khi trong những ngày nóng nực ở độ cao 2m, nhiệt độ không khí thấp hơn 5 – 10°C so với mặt đất, do đó gradient nhiệt độ thẳng đứng khoảng 250 - 500 độ/100m. Trong những điều kiện đó, mật độ không khí lớn lên đột ngột theo độ cao. Trạng thái không bền vững được tạo ra và đối lưu mạnh xuất hiện. Mắt nhìn cũng thấy được là trong ngày nóng nực không khí ở trên mặt đất liên tục rung rinh và lấp lánh như là có vô số những dòng nhỏ riêng biệt.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Như vậy, với những giá trị nhỏ của gradient nhiệt độ ($< 3,4$ độ/100m) sẽ xảy ra sự giảm mật độ không khí theo độ cao mà ta thường quan sát thấy. Nếu gradient nhiệt độ thẳng đứng lớn và đạt giá trị $3,4$ độ/100m thì mật độ không khí sẽ không thay đổi theo độ cao $\Rightarrow$ không khí đồng nhất. Nhưng nếu gradient nhiệt thẳng đứng lớn hơn $3,4$ độ/100m thì mật độ không khí sẽ tăng theo độ cao, khi đó trạng thái của khí quyển không bền vững. Những khối không khí dày đặc hơn không thể nằm ở trên những khối không khí kém dày đặc. Chúng sẽ rơi xuống vì nặng hơn và những khối không khí bên dưới nhẹ hơn bắt đầu bốc lên cao. Sự đối lưu mạnh xảy ra trong khí quyển.

CHƯƠNG III: BỨC XẠ MẶT TRỜI

3.1. Vị trí mặt trời và ngày mặt trời

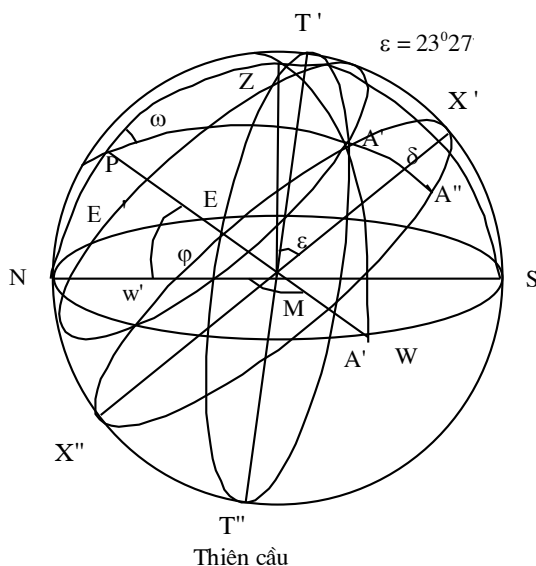
3.1.1. Vị trí mặt trời

Cường độ bức xạ mặt trời ở các nơi trên trái đất, do vị trí mặt trời xác định, nên vị trí của mặt trời trong khí hậu, khí tượng là nhân tố quan trọng trong việc xác định khí hậu.

Dùng hai loại hệ thống tọa độ mặt cầu để xác định vị trí mặt trời trong không gian.

- Hệ thống mặt phẳng ngang, trong đó một tọa độ là độ cao (góc của nó là khoảng cách thiên đỉnh), còn một tọa độ gọi là góc phương vị.

- Hệ thống xích đạo, trong đó có một tọa độ là xích vĩ, một tọa độ là góc giờ.



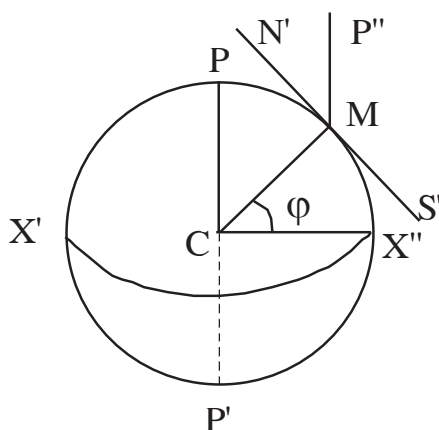
Hình 3.1

Giả sử có thiên cầu (Hình 3.1) với:

SWNE là mặt phẳng chân trời của người quan sát đứng ở điểm M, Z là thiên đỉnh, NZS là kinh tuyến thiên cầu đi qua hai

Giáo trình Vật lý khí quyển

đỉnh Bắc - Nam. Giả sử mặt trời ở điểm A, khi đó ZAA' là vĩ độ cao, $ZA = \xi$ là khoảng cách thiên đỉnh của mặt trời hay còn gọi là góc chiếu xuống của các tia mặt trời; góc NMA' là **góc phương vị** (tính từ **điểm Bắc**). Từ điểm M vẽ đường MP song song với trục trái đất gọi là trục thế giới. Khi đó trong một ngày quay của trái đất người quan sát ở Bắc bán cầu cũng thấy tất cả được chiếu sáng trong số đó có mặt trời. Tất cả sẽ bị hướng theo chiều kim đồng hồ quanh "trục thế giới", đường trục sẽ cắt thiên cầu tại điểm P gọi là cực của thế giới.



Mặt phẳng người quan sát $N'MS'$

Hình 3.2

Có thể xác định được góc $\widehat{PMN}$ thông qua mặt phẳng quan sát (Hình 3.2). Ví dụ M là điểm người quan sát đứng, PP' trục quay của trái đất, $X'X''$ là mặt phẳng xích đạo, $N'S'$ sẽ là mặt phẳng ngang của người quan sát. Mặt phẳng $T'T''$ là mặt phẳng quỹ đạo trái đất hợp thành với mặt phẳng xích đạo $X'X''$ một góc $\varepsilon = 23^{\circ}27'$

Rõ ràng là góc $\widehat{N'MP''} = \text{góc } \widehat{MCX''} = \varphi$

Trong đó φ là **vĩ độ của người quan sát**

Do đó góc $\widehat{PMN} = \varphi$

Vòng tròn to mà mặt phẳng của nó vuông góc với trục thế giới gọi là **mặt phẳng xích đạo** của thiên cầu ($X'X''$), vì vậy cung

Giáo trình Vật lý khí quyển

PAA" là cung "độ xích vĩ". Cung AA" là xích vĩ mặt trời được ký hiệu là σ , còn góc ZPA trên thiên cầu gọi là góc giờ của mặt trời, ký hiệu là ω . Tam giác PAZ gọi là tam giác thiên văn. Có thể áp dụng công thức sau với tam giác cầu là:

$$\cos \tilde{Z\bar{A}} = \cos \tilde{P\bar{Z}} \times \cos \tilde{P\bar{A}} + \sin \tilde{P\bar{Z}} \times \sin \tilde{P\bar{A}} \times \cos \omega \quad (3.1)$$

Hơn nữa $\tilde{Z\bar{A}}$ cung thất chặt góc ξ (khoảng cách thiên đỉnh)

$$\Rightarrow \cos \xi = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (3.2)$$

$$\tilde{Z\bar{A}} = \xi; \tilde{P\bar{Z}} = 90^\circ - \varphi; \tilde{P\bar{A}} = 90^\circ - \delta;$$

Trong vòng quay của mình một ngày, mặt trời vẽ nên vòng cung E'AW'. Góc giờ ω_0 vào thời điểm mặt trời mọc hoặc lặn được xác định từ điều kiện $\xi = \pi/2$ có nghĩa là theo (3.2)

$$\cos \omega_0 = -\frac{\sin \varphi \sin \delta}{\cos \varphi \cos \delta} = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta \quad (3.3)$$

3.1.2. Ngày mặt trời (độ dài ban ngày)

Vì mặt trời đi hết một vòng tròn 2π trong một ngày đêm với thời gian $t = 86400\text{s}$ (giây) thì độ lớn ngày- thời gian từ mặt trời mọc đến lúc lặn bằng:

$$\tau_0 = \frac{2\omega_0}{2\pi} 86400 \quad (3.4)$$

Khi ở xuân, thu phân ($\delta = 0$) thì (3.2) tương ứng với: $\sin \xi = \cos \xi = \cos \varphi \cos \omega$. Như vậy độ cao mặt trời chỉ biến đổi theo vĩ độ và thời gian ($h = 90 - \xi$ độ cao mặt trời)

$$\text{Lúc giữa trưa } (\omega = 0) \text{ thì } \sin \xi = \cos \xi = \cos \varphi \quad (3.5)$$

Cho nên vĩ độ của người quan sát càng cao thì độ cao mặt trời lúc trưa càng nhỏ. Lúc giữa trưa (không phải thời gian xuân thu phân) thì:

$$\sin \xi = \cos \xi = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta = \cos(\varphi - \delta) \quad (3.6)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Nếu người quan sát ở xích đạo ($\varphi = 0$) thì theo (3.2):

$$\sinh = \cos \xi = \cos \delta \cos \omega \quad (3.7)$$

Như vậy trong thời gian xuân, thu phân thì độ cao mặt trời lúc giữa trưa trên xích đạo là ($\sinh = \cos \xi = 1$); $h = 90^0$ (tức là ánh sáng mặt trời đúng từ phía trên tới), vĩ độ càng cao thì độ cao mặt trời lúc giữa trưa càng thấp; ở hai cực bằng 0^0 (mặt trời xuất hiện đúng ở trên đường chân trời).

Cho nên nếu như mặt trời quanh năm đều ở trên mặt phẳng xích đạo như trường hợp xuân thu phân thì sự biến đổi của độ cao mặt trời theo vĩ độ rất đơn giản (vị trí người quan sát). Độ dài ngày của ngày đêm sẽ không thay đổi theo mùa (mặt trời ở chính Đông và lặn ở chính Tây, lúc đó bất cứ ở vĩ độ nào, ngày, đêm dài bằng nhau, đều bằng 12 giờ), sự phân bố của bức xạ mặt trời cũng rất đơn giản.

Thực tế trái đất nghiêng đối với mặt phẳng xích đạo khoảng $66^030'$, giữa mặt phẳng quỹ đạo trái đất và mặt phẳng xích đạo hợp thành góc $\varepsilon = 23^027'$ (nghiêng $23^{1/2}$) cho nên trong một năm, độ cao mặt trời và độ dài ngày luôn luôn biến đổi, phân bố của bức xạ nhiệt cũng trở nên phức tạp.

Về mùa hè, trên các vĩ độ Bắc, cách càng xa xích đạo thì $\delta > 0$, $\cos \omega_0 < 0$ (theo 3.3) và tăng theo giá trị tuyệt đối ($\omega_0 > \pi/2$) và ngày sẽ dài hơn (đêm)

$$\text{theo (3.4): } \tau_0 = \frac{2\omega_0}{2\pi} 86400s > 12h$$

Vào ngày "Hạ chí", khi $\delta = 23^027'$, trên vĩ độ $\varphi = 66^033' N$ (gọi là trên vùng cực) thì $\cos \omega_0 = -1$ (theo (2.3) và $\omega_0 = \pi \Rightarrow$ mặt trời sẽ không lặn ($t_0 = 24h$). Còn ở phía Bắc cực $\varphi > 66^033' N$ thì mặt trời cũng không lặn, tiếp tục "ngày cực" khi nào còn thoả mãn

$$\text{bất đẳng thức } tg \delta > \frac{1}{tg \varphi} \text{ hay } \delta > 90^0 - \varphi$$

Ngược lại, ở Nam bán cầu ($\varphi < 0^0$) "đêm cực" ở Nam bán cầu tại vùng thoả mãn điều kiện $\delta > 90^0 + \varphi$.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Đối với trường hợp $\delta < 0$ tức mùa hè ở Nam bán cầu (ngày Đông chí) sẽ ngược lại.

Như vậy gần Bắc cực, trong nửa năm mùa hè ở vĩ độ: $\varphi > 66^{\circ}33' + \delta$ trong một ngày, mặt trời đều ở trên đường chân trời nên ngày mặt trời bằng 24 giờ.

Gần Nam cực ở vĩ độ $\varphi < -66^{\circ}33' - \delta$ trong một ngày, mặt trời đều ở dưới đường chân trời nên ngày mặt trời bằng không (đêm cực). Trong nửa năm mùa đông thì ngược lại.

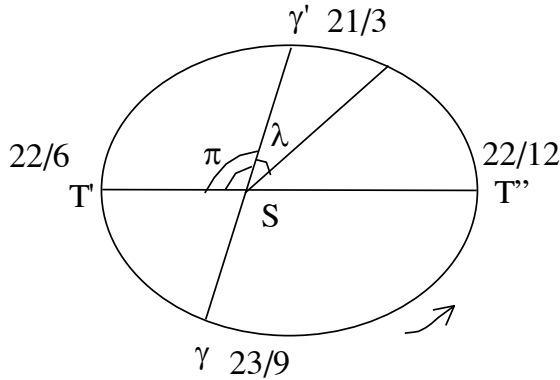
3.2. Sự di chuyển của trái đất và phân bố nhiệt năng của mặt trời trên bề mặt trái đất trong điều kiện không có khí quyển

Tính tổng năng lượng mặt trời trên bề mặt trái đất theo đơn vị 1m^2 trong cả ngày đêm hay thời gian nào đó của năm, khi cho rằng khí quyển không có một sự giảm năng lượng (hấp thụ) nào cả.

3.2.1. Sự di chuyển của trái đất trong năm (sự dài ngắn của mùa)

Điểm quan trọng của khí hậu mặt trời là sự dài, ngắn của mùa. Trong thiên văn căn cứ vào hoàng kinh λ của mặt trời để phân chia các mùa. Từ xuân phân ($\lambda = 0^{\circ}$) đến hạ chí ($\lambda = 90^{\circ}$) là mùa xuân, từ hạ chí đến thu phân ($\lambda = 180^{\circ}$) là mùa hạ, từ thu phân đến đông chí ($\lambda = 270^{\circ}$) là mùa thu, từ đông chí đến xuân phân là mùa đông.

Trong thời gian một năm thì quả đất quay quanh mặt trời (Hình 2.3) theo một quỹ đạo elíp "T'T" mặt trời ở trên điểm (S). Mặt phẳng của elíp là mặt phẳng của quỹ đạo trái đất được lập vào năm 1974 với góc $\epsilon = 23^{\circ}26'34''$ nghiêng so với mặt phẳng xích đạo trái đất (vòng xích đạo). Khi chuyển động theo elíp, người quan sát sẽ thấy mặt phẳng quỹ đạo cắt ngang mặt phẳng xích đạo trái đất đường giao tuyến $\gamma'\gamma$ tương ứng vào các ngày 21/3 lúc đó trái đất ở vị trí γ' và ngày 23/9, trái đất ở vị trí γ .



Hình 3.3 : Quỹ đạo trái đất

λ : Kinh độ nhìn thẳng của mặt trời (hoàng kinh)

π : Kinh độ của điểm cận địa (cận điểm)

Như vậy, ngày 21/3 trái đất ở vị trí γ' thì giao tuyến trùng với đường thẳng qua tâm mặt trời và trái đất, điểm gần mặt trời nhất trên trái đất nằm trên vòng xích đạo (ngày đó gọi là ngày xuân phân (21/3)). Sau ngày đó, điểm này dịch dần lên phía Bắc và đến ngày 22/6 đường giao tuyến vuông góc với đường thẳng qua tâm của mặt trời và trái đất, điểm gần mặt trời nhất trên trái đất thuộc vòng cung $\delta = 23^{\circ}27'N$ của Bắc bán cầu, gọi là ngày hạ chí (22/6). Tiếp đó, theo sự di chuyển của trái đất, điểm gần mặt trời nhất lùi dần về xích đạo và đến ngày 23/9 nằm trên vòng cung xích đạo ($\delta = 0^{\circ}$) gọi là ngày thu phân (23/9). Tiếp tục di chuyển về phía Nam bán cầu, điểm gần nhất nằm trên vòng cung $\delta = 23^{\circ}27'S$ gọi là ngày đông chí (22/12). Hành trình tiếp tục của trái đất thì điểm gần nhất lại di chuyển ngược lại phía xích đạo ($\delta = 0$) vào ngày xuân phân (21/3) vừa tròn một năm trái đất đi hết elíp quỹ đạo trái đất.

3.2.2. Sự phân bố nhiệt năng của mặt trời

Giả sử các tia mặt trời chiếu xuống bề mặt trái đất theo một góc ξ so với phương đứng (khoảng cách thiên đỉnh). Khi đó, trên $1m^2$ trong 1giây (s) tiếp nhận được một lượng nhiệt (năng lượng) là:

$$I' = I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \xi \quad (3.8)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Nhiều khi gọi đại lượng I' là "sự phơi nắng"

Thay $\cos \xi$ từ (3.2): $\cos \xi = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$ vào (3.8) đối với góc giờ ω cho sẵn, nhận được I' vào bất kỳ thời điểm nào của ngày.

$$I' = I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 [\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega] \quad (3.9)$$

Lấy tích phân I' theo thời gian t từ thời điểm mặt trời mọc (bình minh) $\omega = -\omega_0$ đến lúc mặt trời lặn (hoàng hôn) $\omega = \omega_0$, khi cho rằng trong thời gian 1 ngày $\delta = \text{const}$ và thay thế $dt = \frac{\tau}{2\pi} d\omega$ tính được tổng ngày của năng lượng (nhiệt) W :

$$\begin{aligned} W &= \int_{-\omega_0}^{\omega_0} I' dt = I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \frac{\tau}{2\pi} 2 \int_0^{\omega_0} \cos \xi d\omega \\ &= I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \frac{\tau}{\pi} [\omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0] \end{aligned} \quad (3.10)$$

Trên xích đạo, khi $\varphi = 0$ và $\omega_0 = \pi/2$ thì:

$$W = I_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \frac{\tau}{\pi} \cos \delta \quad (3.11)$$

Có nghĩa là tổng nhiệt mặt trời cả ngày lớn nhất vào ngày xuân - thu phân (21/3 và 23/9) và nhỏ nhất vào ngày hạ - đông chí (22/6 và 22/12).

Ở đây, t là chu kỳ; r_0 là bán kính trái đất, r là khoảng cách từ tâm trái đất đến bề mặt mặt trời trong thời gian nào đó.

3.3. Khái niệm về bức xạ mặt trời

Trái đất liên tục nhận được từ mặt trời một năng lượng rất lớn dưới dạng bức xạ mặt trời, là nguyên nhân cơ bản gây ra tất cả các hiện tượng và quá trình trên mặt đất và trong khí quyển. Năng lượng của các tia phát ra từ mặt trời xuyên qua khí quyển đến mặt đất gọi là bức xạ mặt trời.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Vì trái đất ở rất xa mặt trời (cách 150×10^6 km, đường kính $d_0 = 1.392.000$ km, trọng lượng mặt trời 2×10^{27} tấn) nên ta có thể cho rằng chùm tia mặt trời chiếu xuống trái đất gồm những tia hầu như thật song song tạo thành thông lượng bức xạ mặt trời trực tiếp. Đại lượng đặc trưng cho sức mạnh của thông lượng bức xạ của mặt trời gọi là cường độ bức xạ.

3.3.1. Cường độ bức xạ

Cường độ bức xạ của mặt trời trực tiếp I, là năng lượng bức xạ tính bằng Calo dồn trong 1 phút tới 1cm^2 bề mặt nằm thẳng góc với các tia mặt trời $I \left(\frac{\text{Calo}}{\text{cm}^2 \text{ phút}} \right)$

Nhiệt truyền theo 3 hình thức: Truyền dẫn, trao đổi và bức xạ. Không khí dẫn nhiệt không tốt nên truyền dẫn nhiệt kém. Trao đổi là phương thức truyền nhiệt quan trọng trong khí quyển, có thể phân thành 2 loại trao đổi nhiệt lực và động lực. Bức xạ làm phương thức duy nhất của nhiệt năng truyền theo tốc độ ánh sáng không cần vật chất làm môi giới (tốc độ ánh sáng là 3×10^{10} cm/s). Bức xạ với các bước sóng như sau:

0,29 μ - Tia tử ngoại; 0,36 μ - ánh sáng tím; 0,424 μ - ánh sáng màu xanh; 0,492 μ - ánh sáng lục; 0,535 μ - ánh sáng vàng; 0,586 μ - ánh sáng da cam; 0,647 μ - ánh sáng đỏ; 0,76 μ - Tia hồng ngoại; 730 μ .

Bức xạ mặt trời là nguồn nhiệt duy nhất của khí quyển. Tuy khí quyển hấp thụ bức xạ trực tiếp của mặt trời rất ít. Bức xạ mặt trời đi qua lớp khí quyển tới bề mặt trái đất, một phần được hấp thụ, phần còn lại bị phản xạ vào khí quyển. Lượng nhiệt năng từ bề mặt trái đất này dễ được khí quyển hấp thụ.

Bức xạ mặt trời là năng lượng cơ bản khổng lồ của khí hậu. Vì bức xạ mặt trời có thể khác nhau do sự thay đổi vị trí của mặt trời theo thời gian và không gian, nên khí hậu không những có khác nhau theo vĩ độ mà còn theo mùa.

Xét một bề mặt S nào đó nhận được bức xạ tới khắp mọi hướng. Tại một điểm M nào đó trên mặt S, bức xạ tới từ các hướng khác nhau của dòng bức xạ sẽ có cường độ khác nhau.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Giả sử diện tích cần xét ΔS xung quanh điểm M, góc khối $\Delta\omega$ quanh hướng OM (hướng tia mặt trời đến). Hướng đó lập với pháp tuyến $\vec{n}$ với bề mặt ΔS tại điểm M một góc φ' (Hình 3.4).

Gọi $\Delta S'$ là hình chiếu của ΔS lên mặt vuông góc với hướng OM, ta có:

$$\Delta S' = \Delta S \cos \varphi' \quad (3.12)$$

Khi đó cường độ bức xạ I tại điểm M theo hướng OM là:

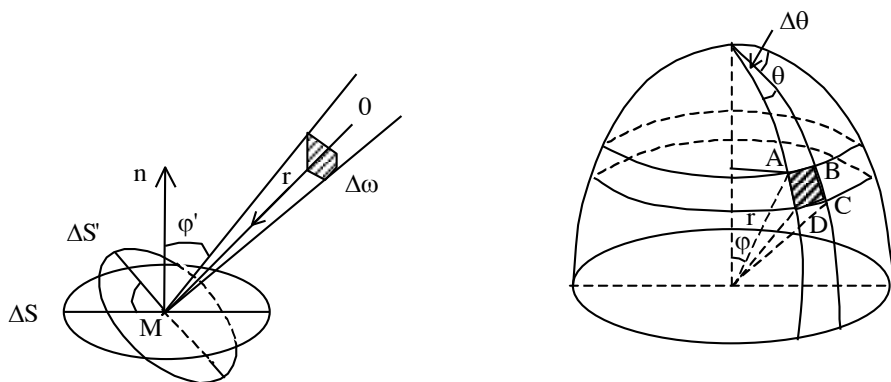
$$I = \frac{\Delta E}{\Delta\omega \Delta S' \Delta t} = \frac{\Delta E}{\Delta\omega \Delta t \Delta S \cos \varphi'} = \frac{\Delta F}{\Delta\omega \cos \varphi'} \quad (3.13)$$

Trong đó:

ΔE : Năng lượng bức xạ, đơn vị là Jun (J) gửi qua diện tích ΔS (m^2) trong thời gian Δt (gy)

$\frac{\Delta E}{\Delta S \Delta t}$: Là mật độ thông lượng bức xạ, ký hiệu là F đơn vị $J/m^2.gy = W/m^2$, là năng lượng bức xạ gửi qua một đơn vị diện tích ΔS trong thời gian Δt . Đối với bức xạ đơn sắc, bước sóng λ ta có cường độ bức xạ đơn sắc I_λ và mật độ thông lượng F_λ tương ứng:

$$I_\lambda = \frac{\Delta F_\lambda}{\Delta\omega \cos \varphi'} \quad (3.14)$$



Hình 3.4

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi xét trong toạ độ cầu r, φ, θ

$$\text{Ta có } \Delta\omega = \frac{\text{diệntíchABCD}}{r^2} \quad (3.15)$$

Vì diện tích ABCD đủ nhỏ để bằng $AB \times AD$ mà $AB = r \sin \varphi' \Delta \theta$

và $AD = r \Delta \varphi'$, nên

$$\Delta\omega = \frac{r \sin \varphi' \Delta \theta r \Delta \varphi'}{r^2} = \sin \varphi' \Delta \theta \Delta \varphi' \quad (3.16)$$

Từ (3.14) suy ra:

$$\Delta F_{\lambda} = I_{\lambda} \cos \varphi' \sin \varphi' \Delta \varphi' \Delta \theta \quad (3.17)$$

Giá trị mật độ thông lượng bức xạ F_{λ} tìm được bằng cách tính phân (3.17) theo nửa mặt cầu nằm bên trên diện tích ΔS :

$$F_{\lambda} = \int_0^{2\pi} d\theta \int_0^{\frac{\pi}{2}} I_{\lambda} \cos \varphi' \sin \varphi' d\varphi' \quad (3.18)$$

Nếu trường bức xạ là thẳng đứng thì:

$$F_{\lambda} = \pi I_{\lambda} \quad (3.19)$$

3.3.2. Định luật bức xạ

a. Định luật Planck cơ

Bức xạ của "vật đen tuyệt đối" trong trạng thái cân bằng "nhiệt động lực" trong một giây (s) gửi qua 1m^2 diện tích bề mặt theo phương vuông góc với bề mặt bằng I_{λ} (ở bước sóng λ):

$$I_{\lambda} = \frac{2c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{ch}{K\lambda T}} - 1} \quad (3.20)$$

Trong đó:

Giáo trình Vật lý khí quyển

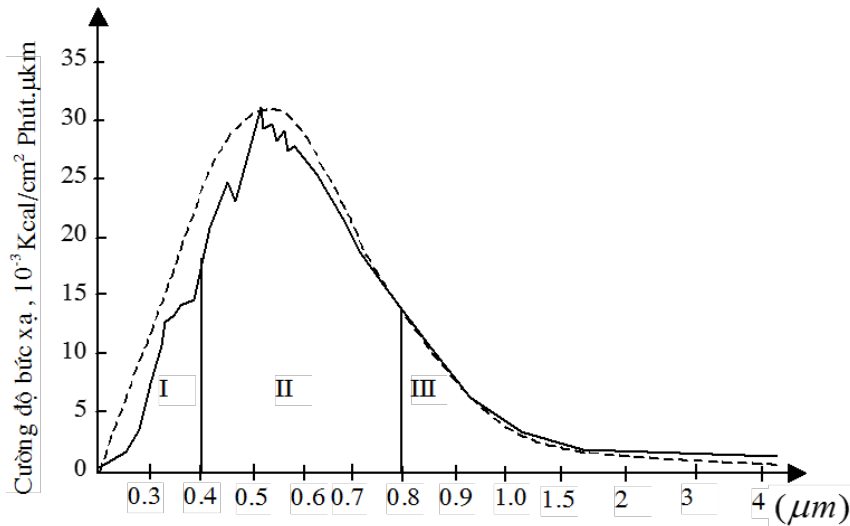
h : Là hằng số Plăng cơ = $6,62517 \times 10^{-34}$ J.s

$K = 1,38044 \times 10^{-23}$ J/K - Hệ số khí đối với 1 phân tử.

$c = 2,99793 \times 10^8$ m/s - Vận tốc ánh sáng

λ : Bước sóng bức xạ, giá trị $ch/K = 1,43880 \times 10^{-2}$ m.K

Tổng cường độ bức xạ (toàn phần):



Hình 3.5

I- Vùng tử ngoại

II- Vùng ánh sáng nhìn thấy

III- Vùng hồng ngoại

$$I = \int_0^{\infty} I_{\lambda} d_{\lambda} \quad (3.21)$$

Như vậy $I \rightarrow 0$ khi $\lambda \rightarrow \infty$ và $\lambda \rightarrow 0$ có nghĩa là năng lượng bức xạ giảm vào cuối phổ hồng ngoại và tử ngoại (Hình 3.5). Tìm giá trị bước sóng λ_m , khi bức xạ I_{λ} cực đại.

Giáo trình Vật lý khí quyển

b. Định luật Wien

$$\text{Đặt } \frac{ch}{K\lambda T} = \alpha \text{ khi đó}$$

$$\lambda = \frac{ch}{K\alpha T}; \quad d\lambda = \frac{ch}{KT} \frac{d\alpha}{\alpha^2}$$

Tìm α để I cực đại

$$I = \frac{2K^5 T^5 \alpha^5}{c^3 h^4 (e^\alpha - 1)}$$

Vi phân I (đạo hàm)

$$\frac{dI}{d\alpha} = \frac{2K^5 T^5}{c^3 h^4} \frac{(e^\alpha - 1)5\alpha^4 - \alpha^5 e^\alpha}{(e^\alpha - 1)^2} = 0$$

$$\Rightarrow 5(e^{\alpha_m} - 1) - \alpha_m e^{\alpha_m} = 0 \Rightarrow \alpha_m = 4,9651$$

$$\text{và } \lambda_m = \frac{ch}{KT\alpha_m} = \frac{0,28978 \times 10^{-2}}{T} \text{ (mét)} \quad (3.22)$$

Công thức (3.22) gọi là định luật dịch chuyển Wien.

Nghĩa là trong phổ bức xạ của vật đen thì cường độ lớn nhất của bức xạ ở bước sóng tỷ lệ nghịch với nhiệt độ tuyệt đối.

c. Định luật Stefan- Bosman

Tổng thông lượng bức xạ vật đen là:

$$\begin{aligned} F &= \int_0^\infty F_\lambda d\lambda = \pi \int_0^\infty I_\lambda d\lambda = 2\pi c^2 h \int_0^\infty \frac{d\lambda}{\lambda^5 (e^{\frac{ch}{K\lambda T}} - 1)} \\ &= -2\pi c^2 h \frac{ch}{KT} \left(\frac{KT}{ch} \right)^5 \int_{-\infty}^0 \frac{\alpha^5 d\alpha}{\alpha^2 (e^\alpha - 1)} = \frac{2\pi K^4 T^4}{c^2 h^3} \int_0^\infty \frac{\alpha^3 d\alpha}{e^\alpha - 1} \end{aligned} \quad (3.23)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\text{Ở đây } \int_0^{\infty} \frac{\alpha^3 d\alpha}{e^{\alpha} - 1} = \frac{\pi^4}{15} = 6,492 \text{ từ đó:}$$

$$F = \sigma T^4 \text{ gọi là định luật Stefan-Bosman} \quad (3.24)$$

$$\Rightarrow F \text{ tỷ lệ thuận với } T^4$$

σ : Gọi là hằng số Stefan- Bosman, $\sigma = 5,67032 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2\text{K}^4)$ hay $8,1278 \times 10^{-7} \text{ Cal/(m}^2\text{sK}^4)$.

Trong vật lý khí quyển trước đây $\sigma = 8,26 \times 10^{-7} \text{ Cal/(m}^2\text{sK}^4)$.

3.3.3. Hằng số mặt trời

Trên tất cả ở các điểm ở giới hạn bên ngoài của khí quyển, bức xạ ở khắp mọi nơi đều bằng nhau, do đó quy ước gọi cường độ bức xạ ở giới hạn của khí quyển là hằng số mặt trời và biểu thị nó bằng I_0 .

Với khoảng cách trung bình từ trái đất đến mặt trời là r_0 , độ lớn của hằng số mặt trời bằng $1,88 \left(\frac{\text{Cal}}{\text{cm}^2 \text{ phút}} \right)$ (Châu Âu) và $1,94 \left(\frac{\text{Cal}}{\text{cm}^2 \text{ phút}} \right)$ (theo thang bức xạ Châu Mỹ).

$$\text{Khi khoảng cách } r \text{ thay đổi trong mùa và } \frac{I_0}{1,88} = \frac{r_0^2}{r^2} \quad (3.25)$$

$$\text{Do đó } I_0 = 1,88 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \quad (3.26)$$

Hằng số mặt trời phụ thuộc vào hoạt động của mặt trời. Do đó chắc hẳn là độ lớn của I_0 tăng lên khi số vết đen trên mặt trời tăng lên.

Trên toàn trái đất với bán kính $R = 6371.10^5 \text{ cm}$, có thiết diện ngang bằng $\pi R^2 = 1,275.10^{18} \text{ cm}^2$, mỗi phút từ mặt trời năng lượng dồn tới giới hạn bên ngoài khí quyển là:

Giáo trình Vật lý khí quyển

$I_0 \pi R^2 = 2,4 \cdot 10^{18}$ Calo/phút và năng lượng của bức xạ mặt trời hàng năm dồn tới là $365 \text{ ngày} \times 24 \text{ giờ} \times 60 \text{ phút} \times 2,4 \cdot 10^{18} \text{ Calo/phút} = 1,275 \times 10^{24} \text{ Calo}$.

Muốn thu được một năng lượng như vậy cần phải đặt trên mỗi kilômét vuông trên mặt trái đất 1 nhà máy điện công suất 328000KW.

Song chỉ có một phần nhỏ không đáng kể ($0,45 \times 10^{-9}$) của toàn bộ bức xạ do mặt trời phóng vào không gian vũ trụ rơi xuống trái đất. Ta tìm được năng lượng tổng cộng Q mà mặt trời bức xạ trong một phút bằng cách nhân độ lớn của hằng số mặt trời với diện tích một mặt cầu có đường kính bằng khoảng cách trung bình từ trái đất đến mặt trời.

$$r_0 = 1500 \cdot 10^{10} \text{ cm}; \quad Q = 4\pi r_0^2 I_0 = 4\pi (1500 \cdot 10^{10})^2 1,88 = 5,316 \cdot 10^{27} \text{ Calo/phút}.$$

Bán kính mặt trời $R = 696000 \text{ km} \Rightarrow$ tính được bức xạ F mà mỗi cm^2 của mặt ngoài của mặt trời phát ra trong một phút;

$$F = \frac{5,316 \cdot 10^{27}}{4\pi R^2} = \frac{5,316 \cdot 10^{27}}{4\pi (696 \cdot 10^{18})} = 87320 \frac{\text{Calo}}{\text{cm}^2 \text{ phút}}$$

$$\text{Theo (3.24)} \Rightarrow T = \sqrt[4]{\frac{F}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{87320}{0,826 \cdot 10^{-10}}} = 5760^{\circ}$$

Hoặc theo (3.22)

$$\lambda_m T = 0,28976 \times 10^{-2} \text{ m}$$

$$\text{với } \lambda_m = 0,475 \mu\text{m} \Rightarrow T = 6100^{\circ}$$

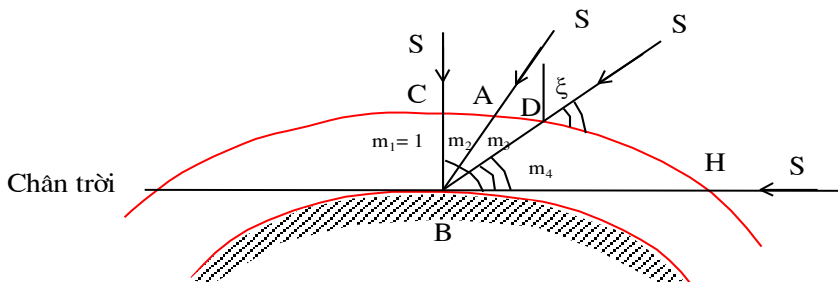
3.4. Sự suy yếu của bức xạ mặt trời trong khí quyển

3.4.1. Sự khuếch tán của khí quyển

Thông lượng bức xạ mặt trời xuyên qua bề dày của khí quyển dần dần bị suy yếu do những quá trình hấp thụ và khuếch tán năng lượng bức xạ trong khí quyển. Tùy theo độ cao của mặt trời trên

Giáo trình Vật lý khí quyển

chân trời, các tia mặt trời đi xuyên qua mặt bề dày hoặc "khối lượng khí quyển" m khác nhau.



Hình 3.6

Các tia mặt trời với những góc nghiêng khác nhau đối với chân trời, tức là những độ cao khác nhau của mặt trời (Hình 3.6).

Nếu mặt trời nằm ở thiên đỉnh, thì các tia sáng đi trong khí quyển theo đường ngắn nhất CB. Trong trường hợp này "khối lượng" khí quyển m mà chùm tia có thiết diện 1cm^2 đi xuyên qua, tức là khối lượng của cột khí quyển thẳng đứng có đáy bằng 1cm^2 , được quy ước lấy làm đơn vị $m = 1$. Ở các vị trí khác chùm tia đi qua "khối lượng" khí quyển lớn hơn.

Các chùm tia mặt trời vào khí quyển, đầu tiên qua những vùng loãng, sau đó đến các lớp đậm đặc hơn, dần dần bị suy yếu do hấp thụ và khuếch tán. Khuếch tán là phần năng lượng đi ngược lại vào khoảng không vũ trụ. Còn hấp thụ là do các chất Ozon tầng cao (bình lưu) O_3 , hơi nước H_2O , CO , CO_2 , O_2 , hấp thụ bức xạ xảy ra trong các phổ khác nhau đối với từng chất.

Trong khuếch tán ánh sáng bởi các phân tử, bức xạ đơn sắc bị yếu đi dI_λ trên đường đi dx là:

$$dI_\lambda = -k_1 I_\lambda dx \quad (3.27)$$

$$\text{Từ đó : } I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{-\int_x^{\infty} k_{\lambda} dx} \quad (3.28)$$

Trong đó:

Giáo trình Vật lý khí quyển

I_{λ} : Mật độ dòng bức xạ mặt trời (cường độ bức xạ mặt trời)

$I_{0\lambda}$: Cường độ ban đầu [W/m^2] hoặc $\left(\frac{\text{Cal}}{\text{cm}^2 \text{ phút}} \right)$

Hệ số k_1 nói lên phần của dòng bức xạ bị khuếch tán bởi một đơn vị thể tích của môi trường khí quyển; các hạt rất nhỏ thì:

$$k_1 = \frac{32\pi^3(n-1)^2}{3N\lambda^4} \quad (3.29)$$

Trong đó: n - Hệ số khúc xạ của không khí đối với bước sóng cho trước

N : Số phân tử trong một đơn vị thể tích.

Bảng 3.1: Các giá trị n và k tương ứng với các bước sóng

λ nm	1000	750	600	500	400	350	300
$(n-1) \times 10^4$	2,892	2,905	2,922	2,943	2,983	3,023	3,071
$k \times 10^5 \text{m}^{-1}$	0,1092	0,3484	0,8604	1,81	4,54	7,929	15,25

Đối với những hạt vật chất lớn hơn:

$$k_2 = N\pi r^2 F(\rho) \quad (3.30)$$

N : Số hạt trong 1m^3

$N\pi r^2$: Tổng số theo mặt cắt vuông góc

r : Bán kính hạt

Hàm $F(\rho) = 0 \div 4$

$$\rho = \frac{2\pi r}{\lambda}$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

3.4.2. Công thức Bugơ - Lambe

Sự suy yếu ở độ cao (h) theo (3.28) khi thay k_1 bằng hệ số đầy đủ k_λ , $x = h$ sẽ có:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\int_h^\infty k_\lambda dh} = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda(h)} \quad (3.31)$$

Gọi là công thức Bugơ-Lambe (Bouguer- Lambert).

Tích phân $\int_h^\infty k_\lambda dh = \tau_\lambda(h)$ gọi là "bề dày quang học" hoặc "khối lượng" quang học của khí quyển ở độ cao h. Khi $h = 0$;

$$\tau_{\lambda 0} = \int_0^\infty k_\lambda dh$$
$$\Rightarrow I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau_{\lambda 0}} = I_{0\lambda} p_\lambda \quad (3.32)$$

$p_\lambda = e^{-\tau_{\lambda 0}}$ gọi là hệ số trong suốt của khí quyển.

I_λ : Là một phần năng lượng bức xạ mặt trời (với bước sóng λ , đạt tới bề mặt trái đất theo một góc "thẳng đứng".

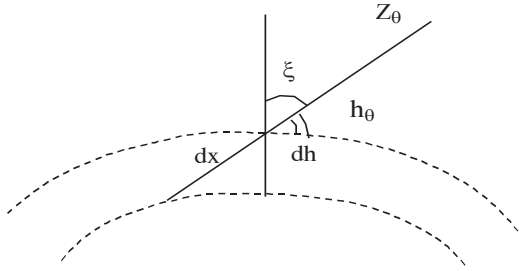
Nếu tia mặt trời chiếu theo một góc ξ so với phương vuông góc (phương đứng) thì

$$dx = dh \cdot \sec \xi$$

$$\frac{dh}{dx} = \cos \xi = \left(\frac{1}{m} \right)$$

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-\sec \xi \int_0^\infty k_\lambda dh} = I_{\lambda 0} e^{-\tau \sec \xi} = I_{\lambda 0} p_\lambda^{\sec \xi} \quad (3.33)$$

Gọi là định luật Bouguer (Công thức Bugơ) Lambert đối với bức xạ đơn sắc.



Hình 3.7

Thông thường ξ gọi là khoảng cách thiên đỉnh (Z_0) và góc bù $90^\circ - Z_0 = h_0$ gọi là độ cao của mặt trời (Hình 3.7).

Bảng 3.2: Các giá trị m "Số khí quyển" tùy theo Z_0 và h_0

Z_0^0	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85	90
h_0^0	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0
m	1	1,02	1,06	1,16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	10,40	35,40

Góc ξ sẽ tăng dần khi vào khí quyển và đạt cực đại bằng ξ_0 ở bề mặt trái đất (tương ứng Z_0^0 và h_0^0).

Như vậy giá trị $\int_k^\infty k_\lambda \sec \xi dh$ bé hơn $\int_0^\infty k_\lambda \sec \xi_0 dh = \tau_{\lambda 0} \sec \xi_0$

(3.34)

Giá trị $\sec \xi_0 = \sec Z_0^0 = \operatorname{cosec} h_0^0 = m(\xi_0)$ gọi là "khối lượng" hoặc "số khí quyển"

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-m(\xi_0)\tau_{\lambda 0}} = I_{\lambda 0} p^{m(\xi_0)}$$

(3.35)

Khi $\xi \rightarrow 90^\circ$, m tăng rất nhanh, nên rõ ràng tia sáng mặt trời giảm mạnh (vào buổi chiều khi mặt trời nấp ở chân trời). Ban ngày ξ_0 nhỏ và $m(\xi_0)$ thay đổi ít và chậm nên I_λ thay đổi chậm và ít.

Đại lượng τ_λ gọi là hệ số quang phổ suy yếu hay (hệ số tắt) của bức xạ có bước sóng cho sẵn λ ; P_λ - Hệ số trong suốt của khí quyển.

3.5. Bức xạ trực tiếp

Bức xạ mặt trời trực tiếp gọi là bức xạ trực tiếp.

3.5.1. Tính bức xạ trực tiếp theo định luật Bugơ- Lambe

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} P^{\sec \xi}$$

P: Hệ số trong suốt của khí quyển hay là hệ số chiếu xuyên trung bình.

Hiện tượng tán xạ (khuyếch tán) ánh sáng và hấp thụ do hơi nước (H₂O), Ozon và tương tự trong tính toán của định luật Bugơ- Lambe xác định được lượng bức xạ đạt tới bề mặt trái đất trong sự phụ thuộc vào vĩ độ, thời gian của năm, độ ẩm không khí, ...

Khi xét đến sự biến đổi của khoảng cách mặt trời r thì:

$$I_{\lambda} = \frac{I_{\lambda 0}}{r^2} P^{\sec \xi} \quad (\text{lấy } r_0 = 1) \quad (3.36)$$

(không xét đến ảnh hưởng của triết xạ)

Trên mỗi đơn vị diện tích mặt đất, trong một đơn vị thời gian nhận được thông lượng bức xạ mặt trời trực tiếp là:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{I_{\lambda 0}}{r^2} P^{\sec \xi} \cos \xi = I_m = Q \quad (I_m \text{ tổng lượng bức xạ mặt trời trực tiếp}) \quad (3.37)$$

$$(\cos \xi = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \text{ theo (3.2)})$$

Do đó, dựa vào (3.37) có thể tính được sự phân bố của bức xạ mặt trời trên trái đất. Vì $p < 1$ và $\xi = 0 \div \frac{\pi}{2}$ nên khi $\xi = 0$ (tức mặt trời ở ngay thiên đỉnh) $\Rightarrow \cos \xi = 1$ thì bức xạ mặt trời đạt đến trị số $\frac{I_0}{r^2} p$. Khi $\xi = \frac{\pi}{2} \Rightarrow$ bức xạ bằng 0.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi dùng công thức Bugơ - Lambe thấy phức tạp, nên Kastorốp từ số liệu thí nghiệm và cơ sở lý luận đã tìm ra công thức gọi là công thức Ka-stơ- rốp:

$$Q = I_M = \frac{I_0}{1 + C \sec \xi} \quad (3.38)$$

Trong đó:

C: Biểu thị sự trong suốt của khí quyển, khi độ cao mặt trời trên 90°

$\sec \xi = m$: Khối lượng quang học khí quyển.

I_0 : Là hằng số mặt trời, tức là cường độ bức xạ trước khi đi vào khí quyển.

$$Q = I_M = \int_0^\infty I_{\lambda 0} e^{-\tau_{\lambda} \sec \xi} d\lambda \quad (3.39)$$

$$\text{Hay} \quad Q = I_M = I_0 p_M^{\sec \xi} = I_0 p_M^{m(\xi)} \quad (3.40)$$

p_m gọi là hệ số chiếu xuyên tổng hợp

Giả sử $I_0 = 1,88$ ta có bảng số liệu.

Bảng 3.3: Sự suy giảm của bức xạ mặt trời trong khí quyển (theo Đờ rô-giơ đốp)

	Độ cao mặt trời (độ)		
	90	30	5
Độ dài quãng đường ánh sáng đi qua khí quyển $\sec \xi$	1	2	10,400
Tỷ số ánh sáng đi qua đo được trên đường đi: $\frac{I_M}{I_0}$	0,9042	0,8298	0,5638
Tỷ số ánh sáng đi qua tính theo công thức Bugơ- Lambe	0,9042	0,8176	0,2530

Giáo trình Vật lý khí quyển

Do đó theo Bảng 3.3, khi độ cao mặt trời là 90^0 , ta có thể tìm được theo (3.38)

$$Q = I_M = \frac{I_0}{1 + C} = \frac{I_0}{1 + 0,106}; C = 0,106$$

$$\left(\text{vì } \frac{I_M}{I_0} = 0,9042 \right); C = \left(\frac{I_0}{I_M} - 1 \right)$$

Mức giảm của bức xạ mặt trời tính theo công thức Kasten tương ứng

$$\begin{array}{ccc} \frac{90^0}{0,9042} & \frac{30^0}{0,8245} & \frac{5^0}{0,4504} \end{array}$$

$$Q = I_M = \frac{I_0}{1 + C \sec \xi}; C = 0,106 \quad (3.41)$$

3.5.2. Tính bức xạ trực tiếp dựa vào chỉ số vẩn đục và hệ số vẩn đục

Trên đường đi qua khí quyển, bức xạ mặt trời bị giảm mất đi một cách có chọn lọc do tác dụng tán xạ của phân tử khí quyển, tác dụng hấp thụ và tán xạ của hơi nước và bụi. Tác dụng làm giảm bức xạ mặt trời gọi là tác dụng tiêu hao ánh sáng của khí quyển.

Hệ số tiêu hao ánh sáng a_λ có thể là tổng số của hệ số tán xạ phân tử thể khí (a_{λ_g}) hệ số hấp thụ của hơi nước (a_{λ_w}) và hệ số tán xạ của bụi (a_{λ_s}). Nếu w là lượng hơi nước chứa trong không khí, s là lượng bụi thì tổng tác dụng tiêu hao ánh sáng :

$$a_\lambda = a_{\lambda_g} + w a_{\lambda_w} + s a_{\lambda_s} \quad (3.42)$$

Tuy có thể dùng hệ số chiếu xuyên hoặc hệ số tiêu hao ánh sáng để biểu thị độ vẩn đục của khí quyển, nhưng các hệ số này có biến đổi theo độ cao mặt trời, độ cao cách mặt nước biển hoặc thời gian khác nhau trong một ngày (nên không thể so sánh với nhau một cách chặt chẽ được) $\Rightarrow$ Đề xuất chỉ số vẩn đục làm tiêu chuẩn đo độ vẩn đục.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Chỉ số vẩn đục (T) là hệ số tiêu hao ánh sáng a và hệ số tán xạ phân tử a_g

$$\text{Theo (3.42)} \Rightarrow T = \frac{a_g + wa_w + sa_s}{a_g} = 1 + w \frac{a_w}{a_s} + s - \frac{a_s}{a_g} \quad (3.43)$$

Khi đó công thức Bugor- Lambe thành:

$$Q = I_M = I_0 \cdot e^{-am} = I_0 \cdot e^{-a_g Tm} \quad (3.44)$$

Hoặc

$$T = \frac{1}{a_g m} \ln \frac{I_0}{I_M} = \frac{1}{0,4343 m a_g} \lg \frac{I_0}{I_M} = \frac{2,303}{m a_g} \lg \frac{I_0}{I_M} = p \lg \frac{I_0}{I_M} \quad (3.45)$$

I_M : Là cường độ bức xạ quan trắc được khi khối lượng không khí là M.

I_0 : Là hằng số mặt trời

a_g : Hệ số tiêu hao ánh sáng của không khí khô hoàn toàn;
 $0,434 = \log_{10} e$

Nếu là không khí khô và thuần khiết thì chỉ số vẩn đục sẽ là 1, nên

$$I_1 = I_0 e^{-a_g m} \quad (3.46)$$

$$\Rightarrow \text{Từ (3.44) và (3.46)} \Rightarrow T a_g m = 2,303 \lg \frac{I_0}{I_M} \text{ và}$$

$$a_g m = 2,303 \lg \frac{I_0}{I_1}$$

$$\Rightarrow T = \frac{\lg I_0 - \lg I_M}{\lg I_0 - \lg I_1} \quad (3.47)$$

Căn cứ vào (3.47) có thể tính được chỉ số vẩn đục ở các nơi.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Ngoài ra còn có hệ số vẩn đục làm tiêu chuẩn để đo độ vẩn đục.

Độ vẩn đục của khí quyển là do tác dụng tán xạ của phân tử không khí và bụi và tác dụng hấp thụ của hơi nước gây ra.

⇒ Nếu chỉ tính riêng ảnh hưởng vẩn đục của bụi thì bức xạ mặt trời mất đi là:

$$dI = -\beta I \frac{dm}{\lambda^\alpha} \quad \text{Công thức Ăng Strôm} \quad (3.48)$$

α : Là chỉ số lượng.

β : Là hệ số vẩn đục, tỷ lệ với lượng bụi.

Thông thường $\alpha = 1,3$, trường hợp khác (núi lửa, có bụi hợp thành phân tử có đường kính độ 1m) thì $\alpha = 0,5$

Tích phân (3.48)

$$\Rightarrow I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\frac{\beta}{\lambda^\alpha} m} \quad (3.49)$$

⇒ Nếu xét thêm đến vẩn đục của phân tử không khí, thì theo định luật Bugơ:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} p_{g\lambda}^m e^{-\frac{\beta}{\lambda^{1,3}} m} \quad (3.50)$$

Trong đó:

$p_{g\lambda}$: Hệ số chiếu xuyên chỉ có quan hệ với phân tử không khí.

3.6. Bức xạ tán xạ

Bức xạ của bộ phận sóng tương đối ngắn trong bức xạ mặt trời bị phân tử không khí và bụi lơ lửng trong khí quyển làm tán xạ ra bốn xung quanh gọi là bức xạ tán xạ.

Sau khi bức xạ mặt trời bị tán xạ, một bộ phận hướng lên trên không, bộ phận còn lại tới mặt đất. Bức xạ đi từ trên không xuống

Giáo trình Vật lý khí quyển

tới mặt đất gọi là bức xạ tán xạ hoặc ánh sáng bầu trời chiếm một nửa ánh sáng tán xạ.

Bức xạ tán xạ chỉ là ánh sáng có thể nhìn thấy, bước sóng của nó từ $0,3 \div 3\mu$. Cường độ bức xạ tán xạ có thể $0,1 \div 0,2$ Calo/cm²phút và khi xuất hiện mây trung tầng mỏng, thì có thể lên tới $0,6$ Calo/cm²phút. Do đó, ánh sáng bầu trời thường gọi là bức xạ bầu trời sóng ngắn, bức xạ nghịch gọi là bức xạ bầu trời sóng dài ($> 3\mu$). Chỗ đêm và trong phòng, tuy không có ánh sáng trực tiếp nhưng vẫn sáng, đó là vì có bức xạ tán xạ (nếu không có khí quyển thì không có loại ánh sáng này).

Cường độ của bức xạ tán xạ có liên quan đến hệ số chiếu xuyên và độ cao mặt trời:

$$I_z = I_0 (1 - p) \quad (3.51)$$

Trong đó, trung bình có $1/2$ tức là:

$$q = \frac{1}{2} I_z = I_0 \frac{1-p}{2} \text{ có thể đi tới mặt đất} \quad (3.52)$$

Công thức đầy đủ là:

$$q = \frac{I_0}{2} (1 - p^m) \cos \xi \quad (3.53)$$

Giả sử hệ số chiếu xuyên trung bình của khí quyển là $p = 0,6$, theo (3.52) loại bức xạ tán xạ này có thể tương đương với 20% tổng bức xạ mặt trời.

Đối với các độ cao mặt trời như nhau, giả định hệ số chiếu xuyên là $0,75$ và khi độ cao mặt trời là 30° với bức xạ chiếu thẳng góc ở biên giới trên của khí quyển là 1 , theo định luật Lambe bức xạ mặt trời trực tiếp nhận được trên mặt đất nằm ngang chỉ bằng 28% năng lượng bức xạ chiếm ở biên giới trên của khí quyển. Lúc đó ánh sáng bầu trời đã tới 14%, bằng $1/2$ bức xạ trực tiếp. Giả định hệ số chiếu xuyên là $0,6$, như vậy bức xạ mặt trời trực tiếp chiếu trên mặt đất giảm thấp đến 10%, còn ánh sáng bầu trời tăng đến 20%, nên ánh sáng bầu trời còn có thể vượt quá ánh sáng mặt trời trực tiếp. Ngoài ra mặt trời càng thấp thì bức xạ mặt trời trực tiếp càng yếu hơn ánh sáng bầu trời.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Buổi trưa, trên mặt phẳng nằm ngang, bức xạ tán xạ có thể bằng 25% lượng bức xạ trực tiếp, buổi tối vì ánh sáng chiếu xiên và khí quyển tương đối đục, bức xạ tán xạ còn có thể mạnh hơn nữa. Bức xạ tán xạ khi trời nắng có thể bằng 1/3 đến 1/8 và trời mây mù có thể bằng 30 đến 40% bức xạ trực tiếp.

Có thể tính được tỉ số giữa bức xạ mặt trời trực tiếp (Q) và bức xạ tán xạ (q) của các loại màu sắc trên mặt phẳng nằm ngang khi trời nắng và trời mây.

Tổng bức xạ ($Q + q$) có thể tính theo biểu đồ:

$$(Q + q)_n = (Q + q)_0 \left(0,235 + 0,765 \frac{s}{s_0} \right) \quad (3.54)$$

$(Q + q)_n$: Tổng bức xạ thực tế ở một thời kỳ nào đó.

$(Q + q)_0$: Tổng bức xạ lý thuyết khi trời nắng hoàn toàn trong cùng thời kỳ đó.

s : Số giờ nhật chiếu thực tế.

s_0 : Số giờ nhật chiếu lý thuyết; khi trời dâm hoàn toàn thì:

$$s = 0 \Rightarrow (Q + q)_n = 0,235 (Q + q)_0 ; q_n = 24\% q_0$$

3.7. Sự phản hồi của bức xạ - An be đo

Một phần bức xạ mặt trời (cả trực tiếp và tán xạ) không được trái đất sử dụng mà phản hồi lại từ mặt đất hoặc từ bề mặt của các đám mây trở về khoảng không vũ trụ.

Tỷ số của bức xạ phản hồi R theo tất cả các hướng từ một đơn vị bề mặt so với độ lớn của bức xạ S rơi xuống bề mặt đơn vị đó gọi là "An be đo" của mặt.

Đại lượng này là $A = \frac{R}{S}$ đặc trưng cho khả năng phản xạ của một mặt cho sẵn, nó cho biết phần bức xạ bị phản hồi từ mặt đó bằng bao nhiêu.

Giáo trình Vật lý khí quyển

An be đo của mặt đất phụ thuộc vào loại đất, màu đất và độ gồ ghề của mặt đất, vào sự có mặt của lớp cây cối. Các giáng thủy làm ẩm đất cũng ảnh hưởng đến khả năng phản xạ của nó (đất ướt phản xạ ít hơn đất khô).

Ngoài sự phản hồi bức xạ, trái đất sau khi nhận được nhiệt cũng bức xạ vào khí quyển gọi là bức xạ mặt đất hay bức xạ do mặt đất phóng ra. Bức xạ từ mặt đất phóng ra có hai loại là bức xạ bức xạ sóng dài và bức xạ sóng ngắn.

Bức xạ sóng dài của mặt đất gọi là bức xạ mặt đất hoặc bức xạ ban đêm (vì thể hiện rõ nhất về đêm). Khác với mặt trời, nhiệt độ trái đất thấp 300^0K nên bức xạ của nó dưới dạng sóng dài. Vật đen có nhiệt độ của trái đất khoảng 300^0K , bức xạ bước sóng giữa 3μ và 80μ . Theo định luật Wien thì cường độ lớn nhất của nó là ở 10μ :

$$\lambda_m T = 2880. \text{ Giả sử } T = 288^0\text{K} \Rightarrow \lambda_m = 10\mu$$

Cường độ phát xạ của vật đen tuyệt đối E_0

$$E_0 = \sigma T^4, \sigma = 0,826 \times 10^{-10} \text{ và } T: \text{ Nhiệt độ tuyệt đối}$$

Cường độ phát xạ của một vật không tuyệt đối đen, ví dụ của mặt đất E_d bao giờ cũng nhỏ hơn σT^4 (vì có sự hấp thụ bức xạ)

Định luật Kiec-sơ-hốp về cường độ phát xạ đơn sắc E_λ của mọi vật tỷ lệ với hệ số hấp thụ của vật đối với độ dài sóng cho sẵn α_λ và được tính:

$$E_\lambda = \alpha_\lambda E_{0\lambda} \quad (3.55)$$

Trong đó: $E_{0\lambda}$ là cường độ phát xạ của một vật đen tuyệt đối đối với λ .

Bức xạ toàn phần của quả đất E_d có thể được viết gần đúng:

$$E_d = a\sigma T^4 \quad (3.56)$$

Trong đó: a là giá trị trung bình của hệ số hấp thụ trong vùng sóng dài của quang phổ.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Bức xạ nhiệt từ khí quyển phát ra gọi là bức xạ nghịch. Ta hãy hình dung một mặt đen tuyệt đối nằm ngay trong khí quyển. Mỗi cm^2 của mặt này sẽ mất đi bằng bức xạ 1 năng lượng (E). Đồng thời trên mỗi cm^2 sẽ dồn tới một thông lượng bức xạ sóng dài G do khí quyển phát xạ tới mặt đó. Ta gọi thông lượng bức xạ G đó là bức xạ nghịch của khí quyển.

Bức xạ nhiệt do mặt đất phát ra có thể bị mặt đất hấp thụ hoàn toàn gọi là bức xạ nghịch hay gọi là bức xạ nghịch của khí quyển (G). Phần lớn bức xạ sóng dài của mặt đất qua khí quyển bị hấp thụ bởi các chất CO_2 , CH_4 , NO_x , H_2O ... gọi là chất khí nhà kính và hiện tượng đó gọi là hiệu ứng nhà kính làm cho nhiệt độ bề mặt đất nóng lên (greenhouse effect).

Bức xạ sóng ngắn do mặt đất phản xạ (phóng ra) gọi là ánh sáng phía dưới. Cường độ bức xạ sóng ngắn do mặt đất phóng ra thay đổi theo suất phản xạ của mặt đất và độ cao của mặt trời.

Nếu trong phạm vi một vùng nào đó, số phần trăm diện tích rừng là n_1 , diện tích ruộng canh tác là n_2 , diện tích hồ chứa nước là $n_3, \dots$ và khi biết suất phản xạ của các nhân tố cảnh quan đó là $a_1, a_2, \dots, a_k$ thì có thể căn cứ vào trị số trung bình theo mật độ của các loại suất phản xạ để tính suất phản xạ a của vùng này:

$$a = \frac{n_1 a_1 + n_2 a_2 + \dots + n_k a_k}{n_1 + n_2 + \dots + n_k} \quad (3.57)$$

Trên mặt nước yên tĩnh, có thể căn cứ vào công thức Fơ-ret-Snen để tính suất phản xạ $a(z)$

$$a(z) = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\sin^2(z-x)}{\sin^2(z+x)} + \frac{\text{tg}^2(z-x)}{\text{tg}^2(z+x)} \right\} \quad (3.58)$$

Trong đó:

z: góc tới

x: góc triết xạ

Để so sánh bức xạ sóng ngắn do các loại mặt đất phóng ra. Giả định I là lượng bức xạ của một mặt đất rộng lớn, giả định suất

Giáo trình Vật lý khí quyển

phản xạ của mặt đất này là (a), lượng phản xạ sẽ là Ia . Một bộ phận trong đó còn có thể do tán xạ của khí quyển quay trở lại mặt đất. Nếu tỷ suất của lượng tán xạ này đối với toàn bộ là d thì chỉ có Iad đến mặt đất, rồi phản xạ Ia^2d trong đó có Ia^2d^2 trở lại mặt đất. Nếu trị số a và trị số d của các loại bức sóng giống nhau thì tổng lượng S thu được ở trên mặt đất là:

$$S = I + Iad + Ia^2d^2 + Ia^3d^3 + \dots = I \frac{1}{1 - ad} \quad (3.59)$$

Suất phản xạ là tỷ số giữa lượng phản xạ và tổng lượng bức xạ thu nhập. Suất phản xạ của trái đất dùng để đo toàn bộ sức phản xạ của trái đất và khí quyển, trị số này bằng tỷ số giữa bức xạ mặt trời quay trở lại khoảng không vũ trụ (do tán xạ và phản xạ của khí quyển và phản xạ bởi mặt đất) và bức xạ mặt trời chiếu tới.

3.8. Bức xạ hữu hiệu

3.8.1. Khái niệm về bức xạ hữu hiệu

Vì mặt đất luôn luôn bức xạ đi nên theo quan trắc thực tế thì nhiệt lượng mất đi trong ban đêm của ngày nắng ở tầng dưới của khí quyển là khoảng $0,15 \text{ Calo/cm}^2$. Nhưng theo tính toán từ công thức Stephen Bôn-giơ-men với nhiệt độ mặt đất trung bình là $14,4^\circ\text{C}$ thì trị số đó là $0,56 \text{ Calo}$ lớn hơn trị số quan trắc thực. Đó là vì mặt đất còn tiếp thu bức xạ nghịch của khí quyển, chúng ta chỉ quan trắc được hiệu số của 2 trị số đó mà thôi.

Hiệu số giữa 2 bức xạ mặt đất và bức xạ nghịch gọi là bức xạ hữu hiệu của mặt đất phóng ra hoặc bức xạ ban đêm ($E^* = E - G$). Bức xạ hữu hiệu cũng là bức xạ sóng dài, cường độ của nó rất yếu: Khi không có mây chỉ biến đổi trong khoảng giữa $0,12$ và $0,14 \text{ Calo/cm}^2\text{phút}$, nói chung nhỏ hơn bức xạ mặt trời. Nhưng bức xạ hữu hiệu có trong cả ngày lẫn đêm, nên tổng lượng năm của bức xạ hữu hiệu có thể rất lớn, bằng khoảng trên một nửa tổng bức xạ. Bức xạ hữu hiệu có thể bằng $1/4$ bức xạ mặt đất. Ban đêm không có bức xạ mặt trời, nhưng không lạnh quá, vì bức xạ nghịch của khí quyển làm cho bức xạ hữu hiệu của mặt đất giảm nhỏ.

Căn cứ vào trị số bức xạ hữu hiệu có tính sự biến đổi hàng ngày của nhiệt độ trong tầng không khí mặt đất để nghiên cứu cân bằng nhiệt lượng của mặt đất.

Giáo trình Vật lý khí quyển

3.8.2. Tính toán về bức xạ hữu hiệu

Quan trắc bức xạ hữu hiệu rất khó, nên rất ít trạm có số liệu quan trắc về bức xạ hữu hiệu.

Có thể sử dụng công thức thực nghiệm, căn cứ vào số liệu nhiệt độ và độ ẩm của mặt đất tính bức xạ hữu hiệu, khi không có mây:

Công thức Ăng- Strôm:

$$E_0^* = \sigma \theta^4 (A + B \cdot 10^{-0,522e}) \text{ calo/cm}^2 \cdot \text{phút} \quad (3.60)$$

Công thức Bu-lăng-đơ:

$$E_0^* = \sigma \theta^4 (a - b\sqrt{e}) \text{ calo/cm}^2 \cdot \text{phút} \quad (3.61)$$

Ở đây E_0^* đại diện cho bức xạ hữu hiệu khi không có mây, θ và e là nhiệt độ tuyệt đối và áp lực hơi nước (mb) của không khí trên mặt đất. A , B , a , b là những hằng số, khi mặt đất khác nhau thì chúng có trị số khác nhau (tính theo thực nghiệm). Ví dụ có tác giả đã tính được: $A = 0,210$; $B = 0,174$; $a = 0,47$; $b = 0,065$.

Công thức Bôn-dơ và Fa-ken-be

$$E_0^* = \sigma T^4 (0,180 + 0,250 \times 10^{-0,126e}) \quad (3.62)$$

Ở đây e là áp lực hơi nước (mm).

Bức xạ hữu hiệu là hàm số phức tạp của sự phân bố nhiệt độ và hơi nước trong khí quyển. Nhưng các công thức trên chỉ mới căn cứ vào số liệu nhiệt độ và độ ẩm mặt đất, nên còn có hạn chế:

- Chỉ chính xác với khoảng cách nhất định của nhiệt độ và độ ẩm.

- Vì hằng số xác định theo tính chất khu vực và phải xác định dựa vào số liệu quan trắc bức xạ hữu hiệu thì mới dùng công thức thực nghiệm.

- Gradient nhiệt theo phương đứng gần bằng gradient trung bình phương đứng của nhiệt độ ($6^0\text{C}/1\text{km}$).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Bec-li-an-đơ từ phương trình truyền nhiệt tính được bức xạ hữu hiệu khi trời đẹp là:

$$E_0^* = -SE_0 \sum_n \frac{e^{-a_n m_\infty}}{p_n} \left\{ \left(\frac{\theta_H}{\theta_0} \right)^4 - \frac{4\gamma}{\beta \theta_0} \left(\frac{\theta_{0,H}}{\theta_0} \right)^3 [c + \ln a_n m_\infty - E_i(a_n m_\infty)] \right\} \quad (3.63)$$

Khi tìm công thức tính bức xạ hữu hiệu, giả định đem phổ hấp thụ bức xạ sóng dài chia làm n tổ, mỗi tổ tương đương với bộ phận nhất định của toàn bộ bức xạ vật đen $\left(\frac{1}{P_n} < 1, \sum_n \frac{1}{P_n} = 1 \right)$. Trong mỗi một tổ, giả định hệ số hấp thụ a_n là hằng số. Trong công thức trên, $m_\infty = \int_0^\infty \rho_H dz$ (ρ_H - mật độ hơi nước).

$E_0 = \delta \theta_0^4$, $\overline{\theta_{0,H}} \approx \frac{\theta_0 + \theta_H}{2} \Rightarrow$ nhiệt độ không khí trung bình trong tầng đối lưu.

$$E_i(y) = \int_{-\infty}^y \frac{e^t}{t} dt \text{ là hàm số Euler, } c = 0,577.$$

Khi ứng dụng công thức (3.63) để tính bức xạ hữu hiệu phải có số liệu sau: Nhiệt độ và độ ẩm của mặt đất (θ và e), xuất giảm nhiệt theo phương đứng (γ), tình hình giảm độ ẩm theo chiều cao (β), độ cao đỉnh tầng đối lưu (H), hệ số hấp thụ (a_n) và đặc trưng trong vùng quang phổ (p_n).

Ví dụ:

$$a_1 = 0,166 \text{ cm}^2/\text{gram}, \quad a_2 = 0,8 \text{ cm}^2/\text{gram}, \\ \frac{1}{p_1} = 0,25; \quad \frac{1}{p_2} = 0,11$$

$$\delta = 0,90; \quad H = 10 \text{ km}; \quad \beta = 4,5 \times 10^{-5}$$

Trên cơ sở giản đồ vẽ sự biến đổi của bức xạ hữu hiệu theo nhiệt độ không khí (θ) và độ ẩm (e) khi không có mây để tính E_0^* .

Giáo trình Vật lý khí quyển

Căn cứ vào giả định lượng mây và bức xạ có quan hệ tuyến tính với nhau tìm công thức thực nghiệm:

$$E_n^* = E_0^* (1 - Cn) \quad (3.64)$$

Ở đây, n : Đại diện cho lượng mây (phần mười bầu trời)

C : Là hằng số quan hệ với lượng mây.

Công thức của Ep-fĩ-mốp.

$$E_n^* = E_0^* [1 - (c_H n_H + c_C n_C + c_B n_B)] \quad (3.65)$$

Trong đó, n_H , n_C , n_B biểu thị mây thấp, trung bình, cao;

c_H , c_C , c_B hệ số của các tầng mây tương ứng.

$$c_H \rightarrow 0,7 \div 0,8, c_C = 0,5 \div 0,6, c_B = 0,15 \div 0,20.$$

Nếu không có số liệu của các tầng mây thì có thể dùng trị số trung bình của 3 loại tầng mây:

$$\bar{c} = \frac{c_H n_H + c_C n_C + c_B n_B}{n}$$

$$n\text{- Tổng lượng mây; } \bar{c} \approx c_c \approx 0,76$$

Ngoài ra còn có những công thức thực nghiệm khác. Khi R_n và n không tuyến tính:

$$E_n^* = E_0^* (1 - Cn^2) \quad (3.66)$$

3.8.3. Phân bố của bức xạ hữu hiệu

Vì bức xạ hữu hiệu ở một nơi tăng, khi nhiệt độ tăng và giảm đi, khi độ ẩm với lượng mây tăng. Nên bức xạ hữu hiệu có biến đổi theo thời gian năm và theo vùng vĩ độ. Bức xạ hữu hiệu ở vĩ độ phó nhiệt đới ($30^0 - 40^0$) lớn hơn ở xích đạo 1 lần, lớn hơn vùng Bắc cực 2 lần. Về biến đổi hàng năm, bức xạ hữu hiệu ở vĩ độ trung bình từ mùa đông đến mùa hè tăng lên khoảng 1 lần. Biến đổi hàng năm của bức xạ hữu hiệu ở vĩ độ cực và xích đạo chủ yếu do sự biến đổi của lượng mây quyết định.

3.9. Hiệu ứng nhà kính

Trái đất và các hệ sinh thái trên trái đất dựa vào nguồn năng lượng chính từ mặt trời. Năng lượng mặt trời điều khiển các chu trình sống trên trái đất, là đầu vào cần thiết cho quá trình quang hợp. Không có nguồn năng lượng này, sự sống không tồn tại.

Hằng số mặt trời có giá trị 1.372W/m^2 . Hằng số này không phụ thuộc vào sự hấp thụ và khuếch tán trong khí quyển, mà chỉ phụ thuộc vào khả năng phát xạ của mặt trời và khoảng cách giữa trái đất và mặt trời. Do khả năng phát xạ của mặt trời thay đổi theo chu kỳ hoạt động 11 năm và quỹ đạo của trái đất hình elip nên hằng số này có thể thay đổi khoảng 1%-2%.

Lượng năng lượng theo thời gian được chuyển từ mặt trời tới trái đất (W_s):

$$W_s = 1372.\pi R^2 \quad (3.67)$$

R: bán kính của trái đất.

Qua quá trình 24h/1 ngày, năng lượng này được phân bố toàn bộ bề mặt trái, vậy $1.372.\pi R^2$ (W) phân bố toàn trái đất có diện tích là $4\pi R^2$ (R: bán kính trái đất). Thông lượng trung bình của năng lượng tới được trái đất là:

$$\frac{1372\pi R^2}{4\pi R^2} = 343 \frac{W}{m^2} \quad (3.68)$$

Ở điều kiện ổn định, trái đất cân bằng năng lượng, thông lượng mặt trời đến bằng năng lượng được phản xạ và phát xạ từ trái đất. Năng lượng cân bằng này được biểu diễn như sau:

$$\Omega_s = a\Omega_s + (1-a)\Omega_s \quad (3.69)$$

$$\Omega_E = \Omega_s - a\Omega_s = (1-a)\Omega_s \quad (3.70)$$

Ω_E (W/m²) = thông lượng năng lượng phát ra từ trái đất.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Ω_s thông lượng mặt trời đến trái đất trên mỗi đơn vị diện tích (343W/m^2).

a : Albedo.

Trong điều kiện ổn định, nhiệt độ của bề mặt trái đất tính toán được bằng việc áp dụng định luật Stefan-Boltzman về sự phát xạ của vật đen. Trái đất là vật đen khá tốt có hiệu suất hấp thụ và phát xạ khoảng 95% bức xạ. Mỗi quan hệ giữa thông lượng năng lượng và nhiệt độ bề mặt xác định bởi biểu thức Stefan-Boltzman:

$$\Omega = \sigma T^4 \quad (3.71)$$

Ω : Thông lượng năng lượng (W/m^2).

σ : Hằng số Stefan Boltzmann = $5,67 \times 10^{-8} (\text{W/m}^2/\text{K}^4)$.

T = Nhiệt độ Kelvin.

Đối với hệ thống trái đất-mặt trời, thông lượng năng lượng hấp thụ và phát xạ bởi trái đất (Ω_E) bằng $(1-a)\Omega_s$. Bởi vậy, nhiệt độ bề mặt trung bình của trái đất:

$$T = \left(\frac{\Omega_E}{\sigma} \right)^{\frac{1}{4}} = \left[\frac{(1-a)\Omega_s}{\sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (3.72)$$

Nhiệt độ này biểu thị cho nhiệt độ bề mặt trung bình nếu thông lượng năng lượng mặt trời được phân phối đều trên toàn bộ bề mặt của trái đất với giá trị Albedo $\alpha = 0,31$ và $\Omega_s = 343\text{W/m}^2$, nhiệt độ bề mặt trái đất xấp xỉ 255K (hay -18°C).

Trên thực tế, năng lượng mặt trời tới trái đất được hấp thụ bởi các chất khí và bị phản xạ lại bởi trái đất và bầu khí quyển được xác định bởi suất phản xạ (Albedo). Albedo của trái đất có giá trị trung bình là 0,31 (khoảng 31% năng lượng mặt trời đi đến bị phản xạ lại bởi trái đất quay lại không gian). 69% còn lại thông lượng năng lượng mặt trời được hấp thụ bởi hệ thống khí quyển - trái đất và bức xạ lại, thường ở phần hồng ngoại của quang phổ điện từ (trong khoảng bước sóng $5\text{-}30\text{ }\mu\text{m}$).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Vì có hơi nước, CO₂, CH₄, N₂O, O₃ đối lưu, CFC..., tầng mây nên khí quyển có tác dụng giữ ấm gọi là "hiệu ứng nhà kính". Lớp kính của buồng kính tuy có thể làm cho ánh sáng mặt trời chiếu vào, nhưng nó ngăn không cho các sóng nhiệt (sóng dài) từ trong buồng kính truyền ra ngoài.

Giả sử trái đất không có khí quyển, nhiệt độ tuyệt đối của mặt đất là θ , bức xạ mặt trời trên mỗi cm² là W thì muốn duy trì được bức xạ phải có $W = \sigma\theta^4$.

Giả sử có khí quyển và bức xạ sóng dài của bức xạ mặt trời là w_L , bức xạ sóng ngắn là w_K , nếu hệ số chiếu xuyên của khí quyển đối với bức xạ sóng ngắn và sóng dài tương ứng là P_K và P_L thì $W = W_L + W_K$, trong đó lượng tới mặt đất là $W_K P_K + W_L P_L$. Giả sử nhiệt độ ở mặt đất là θ_1 thì bức xạ mặt đất là $\sigma\theta_1^4$. Vì bức xạ ở mặt đất là bức xạ sóng dài, nên lượng bức xạ có thể chiếu qua được khí quyển là $\sigma\theta_1^4 P_L$. Do đó, sự cân bằng của bức xạ được duy trì theo phương trình:

$$W_K P_K + W_L P_L = \sigma\theta_1^4 P_L \quad (3.73)$$

Do đó:

$$\begin{aligned} \sigma\theta_1^4 &= W_K \frac{P_K}{P_L} + W - W_K \\ &= W + \frac{P_K - P_L}{P_L} W_K \end{aligned} \quad (3.74)$$

P_K lớn hơn P_L , số hạng bên phải lớn hơn W , nên θ_1 lại sẽ lớn hơn θ , tức là nói: Khí quyển có hiệu ứng nhà kính.

Giả sử $P_K = 0,4$, $P_L = 0,2$; suất phản xạ của trái đất là 40% thì lượng bức xạ mặt trời thu được trong một phút trên 1cm² là 0,315calo. Vì bức xạ sóng ngắn bằng 70% toàn bộ bức xạ mặt trời nên $W_K = 0,7W$. Do đó:

$$\sigma\theta_1^4 = w + \frac{0,4 - 0,2}{0,2} \times 0,7w \Rightarrow$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\sigma_1^4 = 0,315 \times 1,7 = 0,536 \quad (3.75)$$

$$\theta_1 = 289, t = 16^\circ\text{C}$$

Trị số $t = 16^\circ\text{C}$ rất phù hợp với nhiệt độ trung bình của trái đất là $14,4^\circ\text{C}$.

Tuy nhiên nếu không có "hiệu ứng nhà kính" của khí quyển thì trái đất sẽ luôn bị lạnh cóng và nhiệt độ trung bình của bề mặt trái đất sẽ không là 15°C (59°F) mà đã là -18°C (0°F).

3.10. Cân bằng bức xạ

Trên mặt đất vào một thời điểm ta quan sát thấy có sự tác động kết hợp của những thông lượng bức xạ khác nhau của sóng ngắn và sóng dài.

Bức xạ mặt trời (trực tiếp và khuếch tán) và bức xạ của khí quyển lập thành năng lượng thu trên mặt nằm ngang. Bức xạ khuếch tán và bức xạ của mặt đất lập thành năng lượng chi.

Tổng đại số của tất cả các đại lượng đó, tức là tổng của năng lượng thu và năng lượng chi, lập thành cân bằng bức xạ B.

$$B = S - R - E^* \quad (3.76)$$

Trong đó:

S: Là bức xạ mặt trời tổng cộng bằng $Q + q$

R: Bức xạ phản hồi

E^* : Bức xạ hiệu dụng

Cân bằng bức xạ là lượng thu (hoặc chi) thực tế của năng lượng bức xạ và trạng thái nhiệt của mặt đất- mặt đất nóng lên hoặc lạnh đi- phụ thuộc vào lượng thu (hoặc chi) thực tế đó.

3.10.1. Phương trình cân bằng bức xạ

$$B = (Q + q + G) - (R + E) = B_1 - B_2 \quad (3.77)$$

Trong đó:

Giáo trình Vật lý khí quyển

Q: Bức xạ trực tiếp mặt trời.

q: Bức xạ tán xạ của mặt trời

G: Bức xạ nghịch của khí quyển G

R: Bức xạ do mặt đất phản xạ

E: Bức xạ mặt đất

Cân bằng bức xạ ở mặt đất bằng hiệu số giữa lượng bức xạ mặt trời do mặt đất hấp thụ và lượng bức xạ hữu hiệu (E^*)

$$B = (Q + q)(1 - a) - E^* \quad (3.78)$$

Trong đó:

$Q + q$: Biểu thị lượng tổng bức xạ

a : Là suất phản xạ của mặt đất đối với bức xạ mặt trời

Giả sử:

$$R = a(Q + q) + a'G \quad (3.79)$$

Trong đó: a' là suất phản xạ của mặt đất đối với bức xạ khí quyển

Bức xạ hữu hiệu

$$E^* = E - (1 - a') G \quad (3.80)$$

Do đó cũng có thể căn cứ vào E^* tìm được công thức (3.78) từ (3.77)

Ban ngày bức xạ mặt trời lớn hơn bức xạ hữu hiệu, nên ban ngày nhiệt độ thổ nhưỡng và nhiệt độ không khí tăng cao. Ban đêm $(Q + q) = 0$ nên $B = -E^*$, do vậy ban đêm nhiệt độ giảm thấp đi.

Như vậy, có thể căn cứ vào hiệu số giữa lượng bức xạ mặt trời do mặt đất hấp thụ và lượng bức xạ hữu hiệu để tính cân bằng bức xạ của mặt đất. Nhưng khi tính bức xạ hữu hiệu nếu không dùng nhiệt độ của lớp mặt hoạt động mà dùng nhiệt độ không khí

Giáo trình Vật lý khí quyển

thì trị số bức xạ hữu hiệu tính được ở mặt thổ nhưỡng về mùa hè là hơi thấp, về mùa đông thì hơi cao.

Khi hiệu số giữa nhiệt độ mặt đất và nhiệt độ không khí khác không thì theo Bu-đen-kô, có thể dùng công thức sau:

$$B = B_0 - \delta B = B_0 - 0,9\sigma(\theta_w^4 - \theta^4) \quad (3.81)$$

Trong đó :

B_0 : Là cân bằng bức xạ được xác định bởi bức xạ hữu hiệu tính bằng nhiệt độ không khí ở tầng thấp.

δB : Biểu thị hiệu số giữa bức xạ hữu hiệu tính bằng nhiệt độ của lớp mặt đất hoạt động và tính bằng nhiệt độ không khí.

θ_w : Nhiệt độ lớp mặt đất hoạt động

θ : Nhiệt độ không khí ở một độ cao nào đó.

3.10.2. Phân bố của trị số cân bằng bức xạ

Bộ phận cấu thành cân bằng bức xạ có rất nhiều, nên cân bằng bức xạ rất phức tạp, chịu sự khống chế của nhiều nhân tố. Có thể có hai loại: Nhân tố đại khí hậu và nhân tố tiểu khí hậu.

Về mặt nhân tố đại khí hậu thì phải tính đến vĩ độ và độ ẩm ướt trên một diện tích lớn. Vĩ độ có ảnh hưởng rất lớn đến biến đổi của bức xạ. Ở vĩ độ cao, cường độ bức xạ nhỏ $\Rightarrow$ cân cân âm; ở vĩ độ thấp, bức xạ cao $\Rightarrow$ cân cân dương.

Tính chất khu vực ảnh hưởng đến suất phản xạ a và a' .

Cân bằng bức xạ có quan hệ mật thiết với lượng mây.

Vì suất phản xạ ở mặt biển nhỏ nên cân bằng bức xạ ở mặt biển có thể lớn hơn trên mặt đất ở cùng vĩ độ, tạo thành hiện tượng cân bằng bức xạ đột biến. Cân bằng bức xạ được tính theo tháng, năm...

CHƯƠNG IV: CHẾ ĐỘ NHIỆT

4.1. Cân cân nhiệt

Bức xạ mặt trời khi đi qua khí quyển, chỉ một ít bị không khí hấp thụ. Nhưng ở mặt đất và nước thì bị hấp thụ mạnh. Bức xạ này chuyển thành nhiệt năng truyền sâu xuống đất và không khí lân cận thông qua sự dẫn nhiệt. Ngoài ra mặt đất còn liên tục trả lại nhiệt bằng bức xạ hiệu dụng. Nghĩa là quá trình nóng lên và lạnh đi của mặt đất được xác định thông qua sự thu - chi nhiệt lượng. Cân cân nhiệt xác định nhiệt độ và các tính chất khác của lớp không khí gần mặt đất.

Về ban ngày:

$$Q_1 = S - R - E^* - V - L - B \quad (4.1)$$

Trong đó:

S: Bức xạ mặt trời (trực tiếp và khuếch tán thu được);

R: Bức xạ phản hồi;

E^* : Bức xạ hiệu dụng;

V: Lượng nhiệt chi cho sự bốc hơi;

L: Nhiệt trả cho các lớp không khí lân cận bằng cách trao đổi đối lưu và loạn lưu;

B: Thông lượng nhiệt đi sâu xuống đất. Đơn vị đo của các đại lượng đều tính là $[\text{Calo}/\text{cm}^2.\text{phút}]$.



Hình 4.1. Cân cân nhiệt

Giáo trình Vật lý khí quyển

Ban đêm không có bức xạ mặt trời. Mặt đất liên tục bị mất nhiệt bằng bức xạ, nên dần dần lạnh đi và trở nên lạnh hơn cả không khí ở lân cận. Do đó bắt đầu có nhiệt dồn tới mặt đất từ dưới đất sâu lên cũng như từ trên không khí xuống. Ngoài ra, ban đêm sự bốc hơi thường hay ngưng lại và được thay thế bằng quá trình ngược với nó là sự ngưng kết hơi nước trên mặt đất (sự hình thành của sương), kèm theo đó có ẩn nhiệt toả ra. Như vậy còn xuất hiện thêm một luồng nhiệt dồn tới mặt đất do ngưng kết.

Biểu thức cân bằng nhiệt được viết:

$$Q_2 = -E^* + L + V + B \quad (\text{về ban đêm}) \quad (4.2)$$

V: Nhiệt thu được từ sự ngưng kết

B: Nhiệt từ những lớp đất ở sâu hơn truyền tới

L: Nhiệt từ không khí truyền tới (bằng sự trao đổi loạn lưu của các khối lượng)

Công thức tổng quát được viết cho cả ban ngày và đêm là:

$$Q = S - R - E^* \pm L \pm V \pm B \quad (4.3)$$

Những thành phần riêng biệt của cân bằng có thể không có mặt, tức là bằng không. Ví dụ, ban đêm $S=0$, $R=0$. Những dấu $\pm$ của L , V và B cho biết rằng những thông lượng nhiệt có thể có những hướng khác nhau trong những trường hợp khác nhau. Độ lớn của cân bằng Q là lượng nhiệt mà lớp đất ở trên mặt thực tế thu được hoặc mất đi trong một đơn vị thời gian làm cho nhiệt độ của nó thay đổi.

Nếu c là nhiệt dung của lớp đất ở trên mặt (một lát rất mỏng có đáy bằng 1cm^2), ΔT là độ biến thiên nhiệt độ của nó trong một đơn vị thời gian, ta có thể viết:

$$c \cdot \Delta T = Q \quad \rightarrow \quad \Delta T = Q/c \quad (4.4)$$

Nếu cân bằng Q là dương thì ΔT sẽ dương, tức là nhiệt độ của mặt đất tăng lên và ngược lại khi Q âm thì nhiệt độ mặt đất sẽ giảm.

4.2. Cân bằng nhiệt lượng

Cân bằng nhiệt lượng có liên hệ mật thiết với cân bằng bức xạ.

1) Phương trình cân bằng nhiệt lượng của mặt đất.

$$B + LE + M + Q_s = 0 \quad (4.5)$$

Trong đó:

B: Cân bằng bức xạ

LE: Nhiệt lượng bốc hơi hoặc nhiệt lượng ngưng kết.

M: Thông lượng nhiệt chảy xiết giữa mặt đất và tầng không khí.

Q_s : Tổng số của nhiệt lượng trao đổi (w) giữa mặt đất và tầng dưới của không khí với nhiệt lượng truyền theo bình lưu. Số hạng biểu thị sự truyền nhiệt lượng cho lớp mặt hoạt động đều mang dấu dương, ngược lại mang dấu âm.

Trên mặt biển, Q_s bằng tổng của hai bộ phận: Nhiệt lượng trao đổi (w) ở tầng phía trên của nước (nhiệt độ tầng này có biến đổi năm) và sự thu chi (F) về nhiệt lượng do tác dụng truyền theo chiều nằm ngang trong vòng nước tạo thành. Xét tình hình trung bình trong một năm thì bộ phận thứ nhất bằng không. Q_s chỉ bằng nhiệt lượng thu được hoặc chi mất do tác dụng trao đổi nhiệt lượng theo chiều nằm ngang (chủ yếu do hải lưu) gây ra.

Trên lục địa Q_s bằng nhiệt lượng trao đổi (w) của thổ nhưỡng. Vì cân bằng bức xạ ban đêm là $B = -E^*$, nên phương trình cân bằng nhiệt lượng ban đêm ở mặt thổ nhưỡng có dạng:

$$E^* = LE + M + w \quad (4.6)$$

Ban đêm khi độ ẩm không khí có nhiệt độ đến gần điểm sương thì quá trình bốc hơi của nước sẽ thay bằng quá trình ngưng kết của hơi nước, đồng thời trên mặt thổ nhưỡng hoặc mặt thực vật còn có sương móc hình thành hoặc nhiệt phóng ra trong quá trình bốc hơi.

Xét trung bình năm thì nhiệt lượng trao đổi của thổ nhưỡng bằng không. Nên phương trình cân bằng nhiệt lượng:

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$B + LE + M = 0 \quad (4.7)$$

Khi tính cân bằng bức xạ B phải biết tổng bức xạ và bức xạ hữu hiệu. Vì số liệu quan trắc không nhiều, nên có thể dùng công thức (Ang- Strom - Sa-vi-nốp) để tính tổng bức xạ và bức xạ hữu hiệu.

Nhiệt lượng bốc hơi có thể tính theo thực nghiệm Su-Lay-kin

$$LE = - Lau (q_s - q) \quad (4.8)$$

Trong đó:

u: Tốc độ gió

q_s : Độ ẩm riêng của không khí bão hoà khi nhiệt độ bằng nhiệt độ nước.

q: Độ ẩm riêng của không khí

a: Hệ số tỷ lệ

Thông lượng nhiệt chảy xiết giữa mặt biển và khí quyển

$$M = - c_p a u (\theta_w - \theta) \quad (4.9)$$

Trong đó:

q_w và q là nhiệt độ mặt nước và nhiệt độ không khí

c_p : Nhiệt dung của không khí ($p = \text{const}$)

$$a = \frac{B}{Lu(q_s - q) + c_p u (\theta_w - \theta)} \quad (4.10)$$

2) Cân bằng nhiệt lượng của địa cầu.

Khi mặt trời chiếu thẳng góc thì trên mỗi cm^2 ở biên giới trên của khí quyển trong một phút nhận được nhiệt lượng là I_0 calo. Đối với toàn bộ địa cầu bán kính R (diện tích) là $I_0 \pi R^2$. Nên trong một năm địa cầu nhận được thông lượng bằng:

$$I_0 \pi R^2 \times 24 \times 60 \times 365,25 \quad (4.11)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Đem chia năng lượng này cho toàn bộ mặt địa cầu $4\pi R^2$

$$\frac{10\pi R^2 \times 24 \times 60 \times 365,25}{4\pi R^2} = 255000 \text{calo} / \text{cm}^2 \text{ năm} \approx 255 \text{Kilocalo/cm}^2 \text{ năm.} \quad (4.12)$$

Trong bức xạ mặt trời (100%), có 27% bị tầng mây phản xạ trở lại không gian; do kết quả tán xạ của bức xạ trong khí quyển nên còn có 7% cũng quay trở lại không gian; 12% bị mây hấp thụ, 6% bị bản thân khí quyển hấp thụ; chỉ còn 48% tới mặt đất, trong đó 30% là bức xạ trực tiếp, 18% là bức xạ tán xạ.

Trong số 48% năng lượng bức xạ mặt trời chiếu tới mặt đất thì mặt đất hấp thụ 43% (27 + 16), còn 5% (trong đó 2% được từ bức xạ tán xạ, 3% được từ bức xạ trực tiếp) bị mặt đất phản xạ. (Trong bức xạ phản xạ của mặt đất còn có một bộ phận (2%) bị khí quyển, tầng mây tán xạ và hấp thụ, một bộ phận khác (3%) quay lại không gian).

Trái đất và khí quyển có thể làm cho 37% bức xạ sóng ngắn mặt trời bị phản xạ (27 + 7 + 3%) vào không gian. Nên suất phản xạ của địa cầu bằng 37%.

3) Cân bằng nhiệt lượng ở các vĩ độ.

Khi nghiên cứu sự biến đổi của cân bằng nhiệt lượng ở vĩ độ phải xét đến sự trao đổi nhiệt lượng theo hướng kinh tuyến do hoàn lưu khí quyển và các dòng hải lưu sinh ra.

Ở các vĩ độ trên mặt lục địa có thể cho $Q_s = 0$ (trị số trung bình năm của nhiệt lượng trao đổi trong thổ nhưỡng $w = 0$) $\Rightarrow$ cân bằng nhiệt lượng:

$$B + LE + M = 0 \quad (4.13)$$

Ở trên mặt biển

$$B + LE + M + Q_s = 0 \quad (4.14)$$

Q_s trên biển bằng tổng của hai bộ phận: Nhiệt lượng trao đổi ở mặt nước w , và sự thu chi nhiệt lượng do tác dụng vận chuyển theo

Giáo trình Vật lý khí quyển

phương nằm ngang (chủ yếu là do hải lưu F) trong nội bộ nước sinh ra.

4) Cân bằng nhiệt lượng trong khí quyển.

$$B_a + L\gamma + M + A = 0 \quad (4.15)$$

Trong đó, A: Nhiệt lượng truyền theo bình lưu (dòng khí);

γ : Lượng giáng thủy;

B_a : Cân bằng bức xạ khí quyển.

Phải dùng nhiệt lượng thu được do ngưng kết của giáng thủy và nhiệt lượng do dòng chảy xiết trong khí quyển vận chuyển tới để bù đắp cho cân bằng bức xạ của khí quyển (ở các vĩ độ đều là trị số âm) nhiệt lượng còn thừa sẽ do bình lưu truyền đến nơi khác.

5) Cân bằng nhiệt lượng của toàn bộ hệ thống khí quyển địa cầu.

$$B_s + L(E - \gamma) + A + F = 0 \quad (4.16)$$

Trong đó, F: Nhiệt lượng do hải lưu vận chuyển;

B_s : Cân bằng bức xạ hệ thống.

$$B_s = B + B_a \quad (4.17)$$

Vì B_a có trị số âm, nên cân bằng bức xạ của toàn bộ hệ thống B_s vĩnh viễn nhỏ hơn cân bằng bức xạ của mặt đất B. Ở vĩ độ thấp B_s dương (>0), ở vĩ độ cao B_s âm (<0). Ở khoảng vĩ độ 40° , B_s từ dương chuyển sang âm. Toàn bộ bán cầu có $\overline{B_s} = 0$.

6) Cân bằng nhiệt lượng của các đới cảnh quan.

Tỷ trọng của các bộ phận cấu tạo thành cân bằng nhiệt lượng thay đổi rất lớn theo cảnh quan: Cân bằng bức xạ nói chung tăng từ cực đến xích đạo, nhưng ở vùng sa mạc thì trị số cân bằng bức xạ giảm đi tương đối, vì ở sa mạc có nhiệt độ thổ nhưỡng cao và lượng nước trong không khí ít. Trong rừng nhiệt đới, nhiệt cần cho bốc hơi rất lớn, cho nên ở xích đạo, nhiệt lượng do dòng chảy xiết truyền cho không khí còn lớn hơn trong sa mạc.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong vùng rừng rậm nhiệt đới, lượng mưa rất nhiều. Vì nhiệt độ của giọt nước mưa thấp hơn là nhiệt độ của thổ nhưỡng, đồng thời ban ngày mưa rơi vào lúc thổ nhưỡng chịu nóng mạnh nhất, nên trung bình một năm có nhiệt lượng 4 Kilocalo/cm² dùng vào việc làm tăng nhiệt nước mưa.

4.3. Lý thuyết gần đúng về vận chuyển bức xạ trong khí quyển

Nghiên cứu vấn đề vận chuyển bức xạ trong khí quyển rất phức tạp, vì hệ số phát xạ của các chất khí trong khí quyển ở các quang phổ khác nhau rất là khác nhau.

Phương pháp rút gọn, bỏ qua tính chất không tuyến tính của hấp thụ trong các vùng phổ:

Giả sử lớp nằm ngang của khí quyển có độ dày dz hấp thụ bức xạ nhiệt là $dw(z)$ (năng lượng bức xạ sóng ngắn) từ luồng bức xạ mặt trời $w(z)$ thì khi ký hiệu $T = w$

$$dw = \alpha'' \rho w dz \quad (4.18)$$

Trong đó, α'' : Hệ số tổng hợp trung bình hấp thụ bức xạ sóng ngắn.

ρ : Mật độ các chất hấp thụ ($\alpha'' \rho = k$).

Nếu tia mặt trời không chiếu thẳng mà lệch một góc ξ thì độ dài đường đi trong lớp dz sẽ là: $ds = \sec \xi dz$, do đó có thể ký hiệu $\alpha' = \alpha'' \sec \xi$. Như vậy:

$$dw = \alpha' \rho w dz \quad (4.19)$$

Do dòng w giảm xuống dưới, do đó $dw/dz > 0$

Giả sử dòng bức xạ sóng dài $A(z)$ đi từ trên xuống dưới. Từ dòng bức xạ này, khi trong lớp dz phần hấp thụ là:

$$dA_1 = \alpha \rho A dz \quad (4.20)$$

α : Là hệ số hấp thụ bức xạ sóng dài.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Tại giới hạn dưới của lớp dz , cùng với $A(z)$ còn có bức xạ của bản thân lớp này. Ta có tỷ số giữa các quá trình hấp thụ và bức xạ là:

$$dE = -\alpha p f E dz \quad (4.21)$$

Ở đây $E = \sigma T^4$. Hệ số $f < 1$, vì trong phần phổ sóng dài khí quyển bức xạ ít hơn vật đen. Dấu trừ chứng tỏ $A(z)$ tăng xuống phía dưới một lượng dE . Kết quả có:

$$\frac{dA}{dz} = \alpha \rho (A - fE) \quad (4.22)$$

Hướng từ dưới lên gặp $A(z)$ là dòng bức xạ sóng dài của trái đất và khí quyển được ký hiệu là $B(z)$. Lớp dz hấp thụ 1 lượng là (giống như từ A)

$$dB = -\alpha p B dz \quad (4.23)$$

Ở giới hạn trên, cùng với dòng $B(z)$ có bức xạ của lớp dz :

$$dE = \alpha p f E dz \quad (4.24)$$

$$\Rightarrow \frac{dB}{dz} = \alpha \rho (fE - B) \quad (4.25)$$

Tập hợp tất cả các thành phần biểu thị hấp thụ nhiệt trong lớp dz , tìm được tổng thu nhiệt của lớp là:

$$d\theta = \alpha \rho [A + B - 2fE + \beta w] dz + \left\{ \frac{d}{dz} \left[\lambda \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) \right] \right\} dz \quad (4.26)$$

$$\beta = \frac{\alpha'}{\alpha}$$

λ : Hệ số dẫn nhiệt rời khí quyển

Đại lượng $\frac{d}{dz} \left[\lambda \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) \right]$ đặc trưng cho biến đổi lượng nhiệt trong lớp dz do tính đến rời khí quyển.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Giả sử hàm nhiệt độ là tĩnh tại (không dịch chuyển theo thời gian) và bức xạ phụ thuộc độ cao z . Với $d\theta = 0$ các phương trình (4.19), (4.22), (4.25), (4.26) tạo thành hệ 4 phương trình với các biến hàm z là A , B , w và E (hoặc là T). Giả sử lượng nhiệt trung bình ở giới hạn trên của khí quyển ($z = \infty$) ở vĩ độ cho sẵn là w_∞ và phản xạ lại là $A'w_\infty$ (A' là An be đo của bề mặt trái đất và mây thuộc phần sóng ngắn của phổ).

$$\text{Khi đó, đối với } z = \infty \Rightarrow w = w_\infty (1 - A') = w_0 \quad (4.27)$$

Theo điều kiện cân bằng nhiệt của cột khí quyển, khi $z = \infty$, $B = w_0$; $z = \infty$, $A(z) = 0$ và ở giới hạn khí quyển dòng rối của nhiệt $\lambda \frac{dT}{dz} = 0 \Rightarrow$ tìm nghiệm của hệ phương trình (Kiben). Điều kiện biên trên mặt đất, $z = 0$

$$\lambda \frac{dT}{dz} + A + w - B = 0 \quad (4.28)$$

Khi $z = 0$, có sự cân bằng giữa lượng nhiệt thu và lượng nhiệt thải (cho) và sự thải (cho) nhiệt để làm nóng thổ nhưỡng trung bình = 0. Giả sử tiếp rằng, sự bức xạ của thổ nhưỡng khác với bức xạ vật đen. Nghĩa là khi $z = 0$ thì:

$$B = (1 - A'')\sigma T^4 \quad (4.29)$$

A'' : An beđô thổ nhưỡng đối với bức xạ sóng dài.

$$\frac{dA}{dz} = \alpha \rho (A - fE)$$

$$\frac{dB}{dz} = -\alpha \rho (fE - B)$$

Có thể coi sự bức xạ và hấp thụ khí quyển dưới được xác định bằng hơi nước H_2O . Như vậy trong các phương trình (4.22), (4.25) : $\rho = \rho_n$ (mật độ riêng của hơi nước).

Cho rằng độ ẩm riêng q giảm theo độ cao và theo công thức thực nghiệm đối với q là hàm $z(\text{km})$:

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$q = q_0 \times 10^{-az - bz^2} \quad (4.30)$$

$a, b = \text{const}$ (thay đổi theo mùa), có thể coi $\rho_n = q\rho_{kk}$. Vì q giảm lên trên, nên ρ_n giảm lên trên nhanh hơn tỷ trọng không khí.

Độ dày quang học ở độ cao z là:

$$\tau = \int_z^{\infty} \alpha \rho dz \quad (\alpha \rho = k) \quad (4.31)$$

Khi $z = \infty$ thì $\tau = 0$, còn khi $z = 0$ thì τ đạt đến giá trị cực đại τ^* nào đó. Thay các biến phụ thuộc không có kích thước (đơn vị đo) a, y và ε theo đẳng thức.

$$B + A = w_0 a, \quad B - A = w_0 y, \quad fE = w_0 \varepsilon.$$

Thì theo (4.19), (4.22), (4.23), (4.25), (4.26) ta có hệ phương trình:

$$\left\{ \begin{array}{l} \int (4.19) \quad : w = w_0 e^{-\beta \tau} \\ \int (4.22) \quad : \frac{da}{d\tau} = y \\ \int (4.26) \quad : \frac{dy}{d\tau} = a - 2\varepsilon \end{array} \right. \quad (4.32)$$

Điều kiện: Khi $\tau = 0, a = 1, y = 1$ ($A = 0, w = B$)

Phương trình dθ bây giờ có dạng:

$$\frac{d}{d\tau} \left(\lambda \alpha \rho \frac{dT}{d\tau} + w_0 (a - 2\varepsilon + \beta e^{-\beta \tau}) \right) = 0 \quad (4.33)$$

$$\text{hay } \lambda \alpha \rho \frac{dT}{d\tau} + w_0 (y - e^{-\beta \tau}) = 0 \quad (4.34)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Dạng đơn giản nhất, nếu không có rối trong khí quyển $\Rightarrow \lambda = 0$

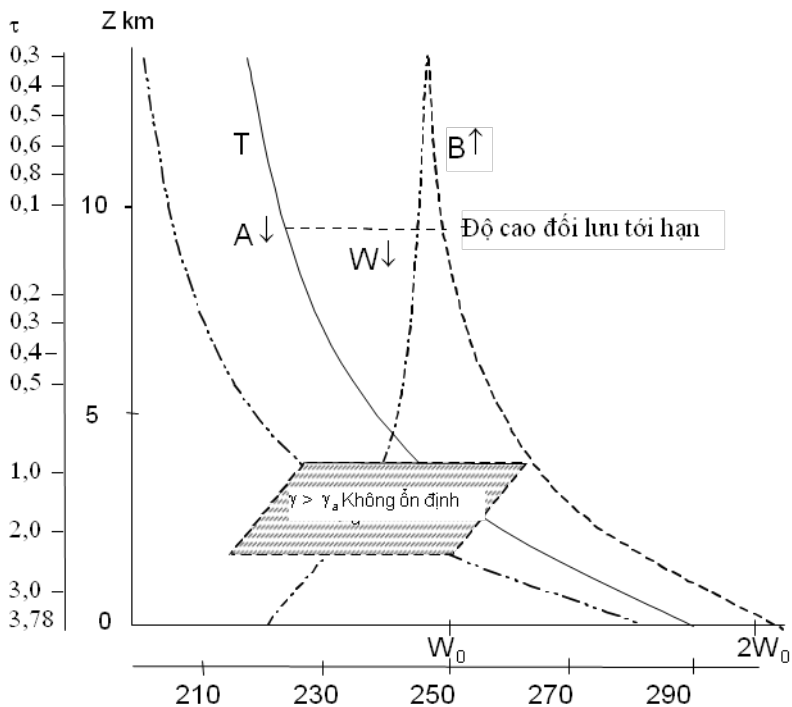
$$\Leftrightarrow y = e^{-\beta t}, \quad a = 1 + \frac{1}{\beta}(1 - e^{-\beta \tau}) \quad (4.35)$$

$$\Rightarrow \sigma T^4 = \frac{w_0}{f} \varepsilon = \frac{w_0}{2f} (a + \beta \cdot e^{-\beta \tau}) = \frac{w_0}{2f} \left[1 + \frac{1}{\beta} - \left(\frac{1}{\beta} - \beta \right) e^{-\beta \tau} \right] \quad (4.36)$$

Từ (4.36) suy ra rằng trong trạng thái cân bằng bức xạ, nhiệt độ phụ thuộc vào tỷ lệ $\beta = \alpha'/\alpha$ và độ dày quang học τ của khí quyển. Vì $\beta < 1 \Rightarrow$ nhiệt độ giảm lên trên cùng với giảm τ và đạt giới hạn khi $\tau = 0$ là:

$$T_{\infty} = \sqrt[4]{\frac{w_0}{2f\sigma}} (1 + \beta) \quad ; \quad (\tau=0) \quad (4.37)$$

Theo lý thuyết giản đơn (rút gọn) này, phân bố phương đứng của A, B, w và nhiệt độ T được tính toán đối với $\beta = 0,2$, $T_{\infty} = 218^0\text{K}$, $\alpha\rho_0 = 1,32 \times 10^{-5}\text{cm}^{-1}$ (ở trái đất). Gần bề mặt trái đất $\tau^* = 3,78$ và $T = 288^0\text{K}$.



Hình 4.2. Phân bố lý thuyết của nhiệt độ T và các đại lượng w , A , B trong khí quyển với điều kiện cân bằng bức xạ (hàm độ cao z và độ dày quang học τ), $\beta = 0,2$

Theo công thức (4.36) và đồ thị trên Hình 4.2, thì gradient nhiệt độ $\left(-\frac{dT}{dz} = \gamma\right)$ giảm rất nhanh theo độ cao và lên đến 9,06 km đạt $\gamma = 0,2^{\circ}/100\text{m}$. Độ cao khi $\gamma \leq 0,2^{\circ}/100\text{m}$, tạm gọi là đổi lưu hạn. Trên đó là tầng bình lưu (đẳng nhiệt). Cũng từ (4.36) thấy ở lớp dưới tầng đổi lưu γ lớn và vượt cả gradient đoạn nhiệt γ_a ($\sim 1^{\circ}/100\text{m}$) gây đổi lưu (nhiều loạn) làm giảm gradient để bằng đoạn nhiệt xuống khoảng $\gamma = 0,65^{\circ}/100\text{m}$.

Trong khí quyển thực, thì cân bằng bức xạ không chỉ phụ thuộc vào H_2O và CO_2 mà còn sự hấp thụ bức xạ sóng ngắn của Ozon (thay đổi nhiều và tăng từ xích đạo đến cực). CO_2 trong tầng bình lưu làm tăng nhiệt độ bình lưu lên khoảng 20° . Nhưng Ozon còn làm tăng nhiệt độ (phổ hấp thụ bức xạ tử ngoại) lên 90° ở độ cao 100mbar (gần 16km).

4.4. Biến trình hàng ngày và hàng năm của nhiệt độ bề mặt

4.4.1. Khái niệm

Sự biến thiên liên tục của nhiệt độ (hoặc đại lượng khí tượng) trong một ngày đêm gọi là biến trình hàng ngày của nhiệt độ (hoặc đại lượng khí tượng đó).

Biến trình hàng ngày của nhiệt độ mặt đất là một dao động tuần hoàn có một cực đại và một cực tiểu trong ngày đêm.

Cực tiểu xảy ra vào lúc mặt trời mọc, còn cực đại quan sát thấy vào khoảng 13 giờ.

Biên độ của các dao động A là hiệu giữa nhiệt độ lớn nhất và nhiệt độ nhỏ nhất trong ngày đêm.

$A = t_{cd} - t_{ct}$. Những biên độ hàng ngày của nhiệt độ mặt đất có thể rất lớn. Về mùa hạ chúng thường vượt quá 20°C và đôi khi lên tới 40°C . Ban ngày trong đa số trường hợp nhiệt độ đất nóng hơn nhiệt độ không khí còn ban đêm thì ngược lại $\rightarrow$ Biên độ dao động của đất bao giờ cũng lớn hơn của không khí.

Độ chênh lệch đặc biệt lớn giữa các nhiệt độ của đất và không khí xảy ra ban ngày vào mùa hạ, khi mặt đất nóng lên rất nhiều dưới ảnh hưởng của bức xạ mặt trời.

Nhiệt độ trung bình hàng ngày đêm như là một mức nhiệt độ trung bình mà trong một ngày đêm nhiệt độ lệch về phía này hay phía kia của mức đó.

$$\Delta T = (S - R - E^* \pm L \pm V \pm B) / C \quad (4.38)$$

4.4.2. Sự biến thiên của nhiệt độ

Biểu thức (4.38) chứng tỏ độ biến thiên của nhiệt độ phụ thuộc vào:

- Độ lớn của bức xạ thu-chi, tức là phụ thuộc vào độ chiếu sáng S và bức xạ E^* , những đại lượng này phụ thuộc nhiều hơn cả vào trạng thái bầu trời (quang mây, đầy mây);

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Các tính chất của đất: Khả năng phản xạ của nó mà R phụ thuộc vào khả năng này; nhiệt dung c; độ dẫn nhiệt quy định đại lượng B.

- Những quá trình bốc hơi và ngưng kết (V).

- Độ lớn của sự trao đổi nhiệt với không khí (L).

Ngoài ra còn bị ảnh hưởng của:

- Hướng của các sườn mặt đất (quay về phương Nam, phương Bắc...) mà độ chiếu sáng phụ thuộc vào hướng này.

- Lớp phủ tự nhiên trên mặt đất làm thay đổi bức xạ thu được cũng như những thành phần khác của cân bằng nhiệt.

Biểu thức (4.38) cho thấy biến trình hàng ngày được quy định bởi cân bằng nhiệt tổng quát chứ không phải chỉ riêng bởi lượng bức xạ thu chi $S - R - E^*$, mặc dù đại lượng này giữ vai trò chính.

Ví dụ độ chiếu nắng S nhỏ hơn bức xạ hiệu dụng E^* về buổi chiều sau 1,5 - 2 giờ trước lúc mặt trời lặn, tuy nhiên nhiệt độ mặt đất từ 13 giờ đã bắt đầu giảm vì ban ngày xuất hiện những hao hụt về nhiệt B, V và L, những đại lượng này cùng với bức xạ E^* sau 13 giờ bắt đầu vượt qua độ chiếu sáng S. Vào buổi sáng cũng vậy, trong khoảng 1 - 1,5 giờ sau lúc mặt trời mọc, độ chiếu nắng S vẫn còn nhỏ hơn bức xạ, tuy nhiên nhiệt độ của đất bắt đầu tăng ngay từ lúc mặt trời mọc. Vì vào những giờ ban đêm và sáng sớm các thông lượng nhiệt B và L hướng về phía mặt đất, vào lúc mặt trời mọc, lượng nhiệt thu $B + L$ hầu như bù lại hoàn toàn lượng nhiệt chi E^* , quá trình này kéo dài một thời gian sau khi mặt trời mọc. Nhưng khi mặt trời lên dần thì xuất hiện thêm một nguồn nhiệt mới là bức xạ mặt trời làm cho cân bằng nhiệt tổng quát thành dương và nhiệt độ bắt đầu tăng.

4.4.3. Một số nhân tố ảnh hưởng đến biến trình ngày của nhiệt độ mặt đất

- Trời quang: Độ chiếu nắng lớn về ban ngày và bức xạ mạnh về ban đêm, do đó nhiệt độ ban ngày tăng nhiều và ban đêm hạ xuống thấp, biên độ rất lớn.

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Trời đầy mây: Ban ngày mặt trời không trực tiếp hun nóng, chỉ có bức xạ khuếch tán tác động, bức xạ ban đêm cũng yếu đi rất nhiều, cho nên đất lạnh đi ít, dao động nhiệt có biên độ nhỏ.

- Khả năng hấp thụ của đất: Chủ yếu ảnh hưởng đến những cực đại ban ngày của nhiệt độ.

- Nhiệt dung của đất: Nhiệt dung của đất càng lớn thì đất càng ít nóng lên vào ban ngày và ít lạnh đi vào ban đêm, biên độ dao động của nhiệt độ sẽ nhỏ đi (nhiệt dung của đất sẽ phụ thuộc vào độ ẩm của chúng).

- Độ dẫn nhiệt: Sẽ ảnh hưởng đến chế độ nhiệt của mặt đất theo cùng một cách như nhiệt dung. Nghĩa là, khi độ dẫn nhiệt lớn thì sự tăng nhiệt độ về ban ngày và sự giảm nhiệt độ về ban đêm nhỏ, do đó dao động của nhiệt độ nhỏ. (Độ dẫn nhiệt phụ thuộc vào độ xốp và độ ẩm của đất: Đất càng xốp thì độ dẫn nhiệt càng nhỏ. Khi không khí bị thay thế bằng nước (độ ẩm của đất cao) thì độ dẫn nhiệt của đất tăng lên rõ rệt).

- Độ ẩm của đất: Độ ẩm ảnh hưởng đến độ dẫn nhiệt và nhiệt dung.

- Hướng của sườn đồi núi: Những cực đại của nhiệt độ được quan sát thấy ở sườn phía Nam, hơi dịch về phía Tây, các sườn phía Đông được hun nóng vào buổi sáng khi nhiệt độ không khí thấp, đồng thời trong thời gian đó (cần) một nhiệt lượng dùng để làm sương bốc hơi. Các sườn phía Tây được hun nóng vào những giờ quá trưa khi không khí có nhiệt độ cao và đất khô. Lớp cây cối phủ có tác dụng làm dịu những dao động của nhiệt độ mặt đất và ngoài ra nó bảo vệ đất khỏi bức xạ đi mạnh (bức xạ mặt đất yếu đi). Về mùa hạ, giữa ban ngày đất trụi nóng hơn trên 10% so với đất có nhiều cây cối che phủ. Trung bình một ngày đêm đất trụi nóng hơn ở lớp trên mặt chừng khoảng 6°C .

4.4.4. Sự biến thiên của nhiệt độ (yếu tố khí tượng) trong một năm

Sự biến thiên của nhiệt độ (yếu tố khí tượng) trong một năm gọi là biến trình năm. Đơn giản hơn cả là theo dõi biến trình hàng năm theo những nhiệt độ trung bình hàng tháng.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong biến trình năm, cực đại của nhiệt độ đất thường xảy ra vào tháng bảy còn cực tiểu thì quan sát thấy vào tháng giêng.

Độ chênh lệch giữa nhiệt độ trung bình hàng tháng lớn nhất và nhỏ nhất gọi là biên độ hàng năm.

4.4.5. Nhiệt độ của bề mặt các vùng chứa nước

Sự khác nhau cơ bản của nhiệt độ đất và nhiệt độ nước là sự lan truyền nhiệt trong đất và nước.

Trong đất nhiệt lan truyền chậm bằng cách dẫn nhiệt phân tử, còn trong nước truyền nhiệt bằng cách trao đổi loạn lưu diễn ra mạnh hơn mấy nghìn lần. Do đó sự nóng lên về ban ngày cũng như lạnh đi về ban đêm của mặt nước đều nhỏ hơn trên mặt đất và như vậy biên độ dao động hàng ngày và hàng năm của nước rất nhỏ. Cực đại của nhiệt độ trên mặt nước cũng xuất hiện muộn hơn so với đất, vào giữa 15 - 16 giờ, còn cực tiểu sau lúc mặt trời mọc một thời gian.

Dao động ngày của nhiệt độ mặt nước xâm nhập sâu xuống nước tới một độ sâu vào khoảng 20 m.

Trong biến trình năm, cực đại của nhiệt độ bề mặt đại dương thường vào tháng 8, cực tiểu vào tháng 2 - 3. Biên độ dao động hàng năm cũng như ban ngày của bề mặt nước rất nhỏ so với mặt đất.

4.5. Sự lan truyền của nhiệt xuống các lớp đất sâu và trong nước

4.5.1. Sự lan truyền nhiệt

Sự lan truyền của nhiệt trong đất bằng cách dẫn nhiệt do có sự khác nhau về nhiệt độ của các lớp đất lân cận. Đại lượng đặc trưng cho sự biến thiên của nhiệt độ đất theo độ sâu là gradient nhiệt thẳng đứng:

$$a = -dT/dz \text{ [độ/cm]} \quad (4.39)$$

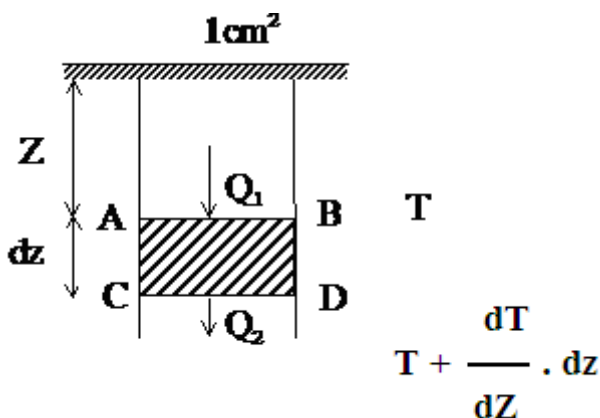
Giáo trình Vật lý khí quyển

Là độ giảm nhiệt độ của đất trên một đơn vị độ sâu. Độ lớn của gradient cho phép nhận định về tốc độ giảm của nhiệt độ đất theo độ sâu.

Gradient nhiệt độ thẳng đứng cũng là nguyên nhân làm cho nhiệt di chuyển trong đất. Giả sử Q là lượng nhiệt truyền đi trong một đơn vị thời gian (giây) qua một thiết diện ngang bằng 1cm^2 , gọi là thông lượng nhiệt, tỷ lệ với gradient nhiệt độ:

$$Q = \lambda a = -\lambda dT/dz \quad (4.40)$$

Ở đây λ là hệ số dẫn nhiệt của đất.



Hình 4.3

Giả sử cột đất thẳng đứng có thiết diện 1cm^2 , bên trong cột được tách ra ở độ sâu z (Hình 4.3) một thể tích nhỏ ABCD có chiều cao dz (thể tích là $1 \cdot dz = dz$); T là nhiệt độ ở độ sâu Z (mức AB). Nhiệt độ ở mức CD (với gradient a) sẽ là:

$$T + (dT/dz)dz = T - adz \quad (4.41)$$

Thông lượng nhiệt Q_1 từ trên đi vào thể tích ABCD là:

$$Q_1 = -\lambda(dT/dz) \text{ theo (4.40)}$$

Thông lượng nhiệt từ ABCD đi tiếp qua đáy CD là:

$$Q_2 = -\lambda d(T + (dT/dz)dz)/dz = -\lambda(dT/dz + (d^2T/dz^2)dz) \quad (4.42)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Như vậy, lượng nhiệt tích tụ lại trong một đơn vị thời gian trong ABCD sẽ là:

$$q = Q_1 - Q_2 = \lambda(d^2T/dz^2)dz \quad (4.43)$$

Lượng nhiệt này làm cho nhiệt độ đất tăng lên trong một đơn vị thời gian dt được dT/dt . Cho nên, nếu c là nhiệt dung riêng của đất, ρ là mật độ thì lượng nhiệt q dồn tới hình trụ ABCD được biểu diễn theo cách sau:

$$q = c\rho 1dz(dT/dt) \quad (4.44)$$

$$c = [\text{calo/cm}^3\text{độ}]; q = [\text{calo/g}]; \rho = [\text{g/cm}^3].$$

Từ (4.43) và (4.44) ta được:

$$dT/dt = [\lambda/(c\rho)]d^2T/dz^2 \text{ hoặc } dT/dt = k(d^2T/dz^2) \quad (4.45)$$

Ở đây: $k = \lambda/(c\rho)$ gọi là hệ số dẫn nhiệt độ.

4.5.2. Các quy luật cơ bản về sự lan truyền nhiệt độ

Một số quy luật cơ bản về sự lan truyền nhiệt độ trong đất:

- Chu kỳ dao động của nhiệt độ giữ nguyên không đổi ở tất cả các độ sâu.
- Biên độ dao động của nhiệt độ giảm đi theo độ sâu theo quy luật:

$$Az = A_0 \exp(-z(\pi/k\theta)^{1/2}) \quad (4.46)$$

Trong đó: A_0 là biên độ dao động của nhiệt độ trên mặt đất; Az là biên độ ở độ sâu z ; θ là chu kỳ dao động của nhiệt độ (1 ngày - đêm hoặc 1 năm) tính bằng giây; k là hệ số dẫn nhiệt độ của đất bằng tỷ số giữa hệ số dẫn nhiệt với nhiệt dung thể tích ($k = \lambda/(c\rho)$).

Nhìn chung dao động ngày - đêm của nhiệt độ chỉ xâm nhập tới độ sâu 1m, còn dao động hàng năm tới 15 - 30 m.

Thời gian xuất hiện cực đại và cực tiểu của nhiệt độ bị chậm lại theo độ sâu. Độ chậm τ tỉ lệ với độ sâu:

$$\tau = (z/2)(\theta/\pi k)^{1/2} \quad (4.47)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Cực đại và cực tiểu ở độ sâu 10 cm bị chậm hơn khoảng 2,5 - 3,5 giờ. Còn cực đại, cực tiểu hàng năm chậm khoảng 20 - 30 ngày ở độ sâu 1m.

Những độ sâu có nhiệt hàng ngày và hàng năm không đổi tỷ lệ với nhau như những căn số bậc hai của các chu kỳ dao động. Ví dụ: Z_1 là độ sâu tắt đi của dao động ngày đêm, còn Z_2 là của năm; thì từ (4.46), với chu kỳ dao động ngày là θ_1 , năm là θ_2 ta có đẳng thức đối với độ sâu tắt dần là:

$$e^{-Z_1 \sqrt{\frac{\pi}{K\theta_1}}} = e^{-Z_2 \sqrt{\frac{\pi}{K\theta_2}}} \Rightarrow Z_1 \sqrt{\frac{\pi}{K\theta_1}} = Z_2 \sqrt{\frac{\pi}{K\theta_2}}$$
$$\Rightarrow \frac{Z_1}{Z_2} = \frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}} = \frac{1}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19,1} \quad (4.48)$$

Nhiệt độ ở những độ sâu sâu hơn 20m của vỏ trái đất hầu như không thay đổi theo thời gian, nhưng tăng lên theo độ sâu với bậc địa nhiệt ($1^\circ/30\text{-}35\text{m}$). Sự biến thiên nhiệt độ theo độ sâu trong vỏ trái đất được đặc trưng bằng gradient địa nhiệt (trung bình khoảng $0,03^\circ/\text{m}$ hoặc $3,3^\circ/100\text{m}$).

Do đó nhiệt độ ở dưới các đường hầm, giếng mỏ có nhiệt độ rất cao (ở độ sâu 4000 mét có khi nhiệt độ lên tới 120°C).

4.5.3. Sự lan truyền nhiệt trong nước

Trong quá trình xáo trộn của nước, các khối nước nhỏ liên tục di chuyển theo chiều thẳng đứng và trữ lượng nhiệt chứa trong các khối nước này cũng được chuyển đi. Những chuyển động thẳng đứng trong khối nước thường hay do những nguyên nhân nhiệt gây ra. Ví dụ, khi lớp nước mặt bị lạnh đi do bức xạ vào ban đêm sẽ làm tăng mật độ của nước trong lớp đó và bắt đầu hạ xuống dưới và sẽ có những hạt nóng hơn, nhẹ hơn đi từ dưới lên trên thay thế. Những chuyển động thẳng đứng như vậy trong chất nước gây ra do sự thay đổi mật độ của các chất khối nước riêng biệt từ sự nóng lên hoặc lạnh đi gọi là đối lưu nhiệt.

Nước ngọt có tỷ trọng lớn nhất ở nhiệt độ $+4^\circ\text{C}$, do đó trong vùng chứa nước ngọt có nhiệt thấp hơn 4°C thì chuyển động đối

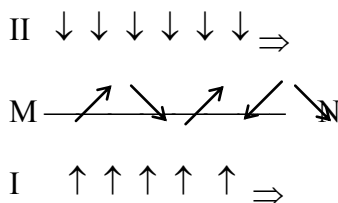
Giáo trình Vật lý khí quyển

lưu xuất hiện không phải khi nước lạnh đi (dưới 4^0C) mà là khi nước ấm lên (trên 4^0C) vào ban ngày.

Những chuyển dịch thẳng đứng của các khối nước xảy ra cả trong trường hợp cả toàn khối nước đang chuyển động như đang chảy theo phương ngang. Những chuyển dịch thẳng đứng như vậy của các hạt nước được gây ra bởi sự loạn lưu động lực (sự cuộn xoáy) của dòng. Có hai loại dòng chảy của chất nước:

- Dòng chảy theo tầng lát: Tất cả các hạt nước trong dòng chảy đều di chuyển song song với nhau (tốc độ dòng chảy nhỏ).
- Dòng chảy loạn lưu: Khi tốc độ dòng chảy đạt tới một giá trị tới hạn nào đó thì tính chất của chuyển động của chất nước thay đổi ngay tức khắc. Bên trong dòng chảy xuất hiện những xoáy nhỏ, chuyển dịch theo tất cả mọi hướng khác nhau (có cả chuyển động theo phương đứng, một số hạt đi lên, một số khác đi xuống) loại dòng chảy như thế được gọi là dòng chảy loạn lưu.
- Mọi chuyển dịch thẳng đứng của các hạt có hệ quả là sự xáo trộn, tức là sự trao đổi các khối lượng giữa hai lớp lân cận (trong điều kiện tự nhiên và các dòng nước chảy và các dòng không khí chảy bao giờ cũng mang tính chất loạn lưu).

Giả sử bên trong lòng nước di chuyển theo chiều mũi tên có một mặt nằm ngang (MN) phân chia 2 lớp lân cận I và II, lớp nọ nằm dưới lớp kia (Hình 4.4).



Hình 4.4

⇒: Chuyển động của toàn khối nước

Nhờ sự loạn lưu nên các lớp nước I và II liên tục trao đổi với nhau một phần khối lượng của chúng (dưới lên, trên xuống trong thời gian 1 giây). Loạn lưu càng lớn thì sự trao đổi càng linh hoạt. Nếu trong khối nước đồng nhất (các lớp có tính chất như nhau độ

Giáo trình Vật lý khí quyển

mặn, trữ lượng nhiệt, lượng chất cặn lơ lửng) thì sự thay đổi các khối lượng không làm thay đổi gì cả.

Nếu có sự không đồng nhất (ví dụ về phương diện nhiệt thông qua gradien nhiệt độ thẳng đứng) thì do sự trao đổi của các khối lượng sẽ xuất hiện một thông lượng nhiệt thẳng đứng bên trong chất nước hướng về phía nhiệt độ giảm. Trong sự trao đổi các khối lượng, các hạt từ lớp nóng hơn xuyên vào lớp lân cận lạnh hơn sẽ làm nó nóng dần lên, trong khi đó lớp nóng hơn sẽ bị lạnh đi vì có những hạt lạnh từ lớp khác rơi vào. Kết quả là nhiệt sẽ di chuyển về phía lớp lạnh.

Độ lớn của thông lượng nhiệt thẳng đứng tức là lượng nhiệt truyền trong một đơn vị thời gian (giây) qua một đơn vị bề mặt (cm^2) theo phương thẳng đứng của lượng chứa nhiệt ($-dq/dz$).

Tức là:

$$Q(\text{calo}/\text{cm}^2\text{giây}) = -A (dq/dz) \quad (4.49)$$

Ở đây q được hiểu là trữ lượng nhiệt (thước đo cường độ) bằng $[\text{cal/g}]$. A là hệ số trao đổi $[\text{g/cm.s}]$.

Đại lượng biểu thị sự xáo trộn thông qua thông lượng thẳng đứng được viết một cách tổng quát là:

$$S = -A (ds/dz) \quad (4.50)$$

Trong đó:

s : Là lượng chứa của mọi chất hoặc tính chất bất kỳ trong một đơn vị khối lượng.

S : Là thông lượng thẳng đứng của chất đó qua một đơn vị bề mặt trong một đơn vị thời gian.

Đối với dẫn nhiệt phân tử: $Q_1 = -\lambda (dT/dz)$

Loạn lưu: Thông lượng nhiệt: $Q_2 = -A (dq/dz)$

hoặc: $Q_2 = -AC (dT/dz)$

Thông lượng bức xạ: $Q_3 = -J (dT/dz)$

Giáo trình Vật lý khí quyển

J: Là hệ số dẫn nhiệt bức xạ

Tổng quát:
$$Q = -k \frac{dT}{dz} \quad (4.51)$$

Theo (4.49), với
$$q = cT$$

thì:

$$dq/dz = c (dT/dz) \quad \text{và} \quad Q = -Ac (dT/dz) \quad (4.52)$$

Công thức (4.52) biểu thị thông lượng nhiệt phụ thuộc vào gradient nhiệt độ, tương tự công thức biểu thị thông lượng nhiệt do sự dẫn nhiệt phân tử ($Q = -\lambda (dT/dz)$).

Ac (cũng giữ một vai trò như đại lượng λ) gọi là hệ số dẫn nhiệt loạn lưu;

$A = 1 \div 10$, $c = 1$ (đối với nước) trong khi đó $\lambda = 0,00125$, hệ số dẫn nhiệt phân tử của nước.

Do đó sự truyền nhiệt trong nước bằng quá trình loạn lưu mạnh gấp mấy nghìn lần sự truyền nhiệt bằng cách dẫn nhiệt phân tử.

Tương tự trong lý thuyết về sự dẫn nhiệt :

$(dT/dt) = K (d^2T/dz^2)$ (theo 4.45) với $K = (\lambda/c\rho)$ là hệ số dẫn nhiệt

Đối với sự lan truyền nhiệt bằng cách trao đổi ta có:

$$(dT/dt) = K_a (d^2T/dz^2) \quad (4.53)$$

$K_a = (Ac/ \rho) = (A/\rho)$. Có thể gọi là hệ số dẫn nhiệt độ loạn lưu.

Độ sâu xâm nhập tới của các dao động nhiệt độ trong nước (theo 4.46) về độ tắt của các dao động:

$$e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{K\theta}}}$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Hãy tính xem ở độ sâu nào những độ tắt của các dao động nhiệt độ trong đất và nước sẽ bằng nhau.

Đối với độ sâu đất là Z_d và nước là Z_n ta có:

$$e^{-Z_d \sqrt{\frac{\pi}{K \theta_1}}} = e^{-Z_n \sqrt{\frac{\pi}{K_a \theta_2}}} \\ \Rightarrow \frac{Z_n}{Z_d} = \frac{\sqrt{k_a}}{\sqrt{k}} \quad (4.54)$$

Đối với đất hệ số dẫn nhiệt độ $k \approx 0,01$ và đối với nước thì hệ số dẫn nhiệt loạn lưu là: $K_a = (A/\rho) = 1 \div 10$, trung bình $K_a = 5$, thay vào (4.54) ta được:

$$\Rightarrow \frac{Z_n}{Z_d} = \frac{\sqrt{5}}{\sqrt{0,01}} = 22 \quad (4.55)$$

Như vậy các dao động nhiệt độ trong nước xâm nhập xuống sâu gấp chừng 20 lần ở trong đất.

CHƯƠNG V: CHUYỂN ĐỘNG ĐỔI LƯU TRONG KHÍ QUYỂN

5.1. Khái niệm về nhiệt động lực, quá trình đoạn nhiệt và độ bền vững của khí quyển

5.1.1. Những biến đổi đoạn nhiệt của nhiệt độ không khí khô

Quá trình đoạn nhiệt là những quá trình xảy ra trong một khối không khí riêng biệt nào đó, không có nhiệt dẫn từ bên ngoài vào và không có nhiệt trả lại cho không gian xung quanh.

Giả sử có một khối không khí chuyển động theo phương đứng một cách đoạn nhiệt. Tức là không xảy ra một sự trao đổi nào cả giữa khối không khí đang xét và xung quanh. Tuy nhiên, nhiệt độ của khối không khí di chuyển sẽ thay đổi do sự biến đổi của áp suất mà khối không khí đó chịu tác động và do sự biến đổi thể tích của nó: Khi bốc lên cao, khối không khí bị lạnh đi vì phải tiêu thụ một công để nở ra. Trái lại, khi hạ xuống dưới thì nó nóng lên do lực bên ngoài (áp suất khí quyển xung quanh tác động) thực hiện một công để nén khối không khí đó lại.

Giả sử một lượng nhiệt nhỏ dQ được truyền từ bên ngoài vào một đơn vị khối lượng không khí khô (1g).

Theo định luật thứ nhất của nhiệt động học:

$$dQ = C_v dT + PdV \quad (5.1)$$

Trong đó:

$C_v = \partial Q / \partial T$ khi $v = \text{const}$ là nhiệt dung của không khí khi thể tích không đổi.

P là áp suất.

V là thể tích riêng.

T là nhiệt độ không khí cho sẵn.

Thành phần thứ nhất bên phải là dùng để làm tăng nhiệt độ không khí và thứ hai là công dẫn nở của nó với áp suất bên ngoài không đổi.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Từ phương trình $PV = R_{kk}T$ ta có:

$$PdV + VdP = R_{kk}dT \quad (5.2)$$

($R_{kk} = 287 \times 10^4 \text{ cm}^2/(\text{s}^2 \times ^\circ\text{K})$). Thay vào (5.1) ta được:

$$dQ = (C_v + R_{kk})dT - VdP \quad (5.3)$$

Biết $C_p = \partial Q/\partial T$ khi $p = \text{const}$ và $C_p = C_v + R_{kk}$.

$$\text{Khi đó: } dQ = C_p dT - VdP \quad (5.4)$$

Nếu là quá trình đoạn nhiệt thì $dQ = 0$ và

$$C_p dT = VdP \quad (5.5)$$

Thay $V = R_{kk}T/P$ được:

$$C_p dT = R_{kk}TdP/P = (C_p - C_v)TdP/P \quad (5.6)$$

$$dT/T = (R_{kk}/C_p)dP/P = [(C_p - C_v)/C_p]dP/P \quad (5.7)$$

$$\ln(T/T_o) = (R_{kk}/C_p)\ln(P/P_o) = [(C_p - C_v)/C_p]\ln(P/P_o) \quad (5.8)$$

$$\text{hay } T/T_o = (P/P_o)^{R_{kk}/C_p} = (P/P_o)^{[(C_p - C_v)/C_p]} = (P/P_o)^{(\alpha - 1)/\chi}$$

$\chi = C_p/C_v$ gọi là *hệ số Poát Xông* hay chỉ số đoạn nhiệt; $\chi = 1,4$ và $R_{kk}/C_p = 0,288$

$$T/T_o = (P/P_o)^{(\alpha - 1)/\chi} = (P/P_o)^{0,288} \text{ gọi là công thức Poát Xông (5.9)}$$

Trong đó:

T và P là nhiệt độ tuyệt đối và áp suất của không khí khi trạng thái của nó biến đổi một cách đoạn nhiệt; T_o và P_o là giá trị ban đầu.

Công thức Poát Xông cho biết sự liên hệ giữa những biến đổi của nhiệt độ và áp suất trong các quá trình đoạn nhiệt.

Theo phương trình tĩnh học cơ bản $dP = -\rho g dz$, từ (5.6) sẽ được:

$$C_p dT = -V\rho g dz \text{ và } V\rho = 1$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\gamma_a = -dT/dz = g/C_p \text{ gọi là gradient đoạn nhiệt khô} \quad (5.10)$$

Đại lượng $\gamma_a = -dT/dz = g/C_p = 0,000098 \text{ độ/cm} = 0,01 \text{ độ/m} = 1 \text{ độ/100m}$ là gradient đoạn nhiệt khô đối với không khí chưa bão hoà. Biết được độ lớn của gradient đoạn nhiệt khô γ_a , có thể tìm được nhiệt độ T của khối không khí bốc lên đoạn nhiệt khô ở một độ cao bất kỳ z :

$$T = T_o - \gamma_a z \quad (5.11)$$

$\gamma = -dT/dz$ là gradient hình học (thẳng đứng), T được xác định theo:

$$T = T_o - \gamma z \quad (5.12)$$

5.1.2. Gradient đoạn nhiệt ẩm

Đối với không khí bão hoà hơi nước, khi bốc lên cũng bị lạnh đi, nhưng có một phần hơi nước trong không khí ngưng kết lại, và khi ngưng kết có ẩn nhiệt giải phóng ra làm giảm mức độ lạnh. Do đó gradient đoạn nhiệt ẩm $\gamma'_a = -dT/dz$ sẽ nhỏ hơn gradient đoạn nhiệt khô $\gamma_a = 1 \text{ độ/100m}$ ($\gamma'_a < \gamma_a$).

Công thức (5.4) được viết lại đối với không khí ẩm là:

$$dQ = C_p dT - VdP + Ldq \quad (5.13)$$

Trong đó:

L là ẩn nhiệt hoá hơi ($L = 600 \text{ calo/g}$).

dq là độ biến thiên của độ ẩm riêng, bằng lượng nước đã ngưng kết lại hoặc mới bốc hơi. Trong quá trình đoạn nhiệt thì $dQ = 0$, nên:

$$C_p dT - VdP + Ldq = 0 \quad (5.14)$$

Theo công thức về độ ẩm riêng đối với không khí bão hoà:

$$q = 0,622e/P \text{ hay } dq = 0,622(de/P - e dP/P^2); \text{ khi đó:}$$

$$dq/q = de/e - dP/P \quad (5.15)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong đó: e là sức trương bão hoà. Với $V = R_{kk}T/P$, thay vào (5.14) được:

$$C_p dT - R_{kk} dP/P + L_q de/e - L_q dP/P = 0 \quad (5.16)$$

hay

$$[C_p + L_q(1/e)de/dT]dT = (R_{kk}T + L_q)dP/P \quad (5.17)$$

Thay $dP = -\rho g dz$ và $P = R_{kk}T/V = \rho R_{kk}T$ được:

$$[C_p + L_q(1/e)dE/dT]dT = -g[1 + L_q/(R_{kk}T)]dz \quad (5.18)$$

Từ đó, gradient đoạn nhiệt ẩm γ'_a được tính:

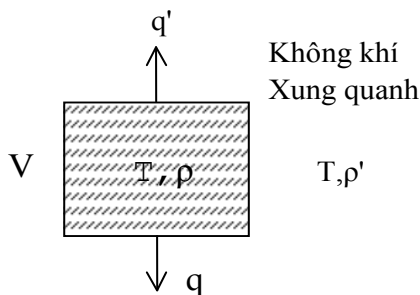
$$\gamma'_a = -dT/dz = g[1 + L_q/(R_{kk}T)]/[C_p + L_q(1/e)de/dT] \quad (5.19)$$

Như vậy độ lớn γ'_a phụ thuộc vào sức trương bão hoà e (sức trương này lại là hàm số của nhiệt độ) và độ lớn của độ ẩm riêng (phụ thuộc vào e và P). Nghĩa là gradient đoạn nhiệt ẩm phụ thuộc vào nhiệt độ và áp suất.

Không khí ẩm bão hoà càng lên cao đoạn nhiệt thì nhiệt độ và áp suất của nó sẽ biến đổi, do đó độ lớn của γ'_a trong không khí đó cũng biến đổi. Bằng thực nghiệm có ghi lại những gradient đoạn nhiệt ẩm ở những mực khác nhau trong khí quyển, trong khối không khí bốc lên có những nhiệt độ ban đầu khác nhau (tức là những nhiệt độ ở mực tương ứng với áp suất 1000mb). Từ bảng số liệu tính được nhiệt độ T của khối không khí bão hoà bốc lên tùy theo độ cao đi lên của nó và lập thành những đường trạng thái cá thể cho không khí bão hoà, gọi là những đường "đoạn nhiệt ẩm".

5.1.3. Độ bền vững thẳng đứng của khí quyển

Giả sử một thể tích không khí V có nhiệt độ T và mật độ ρ . Còn không khí xung quanh là T' và ρ' . Thể tích không khí V chịu tác dụng của 2 lực:



Hình 5.1

- Trọng lực (trọng lượng của thể tích cho sẵn) hướng xuống dưới:

$$q = mg = V\rho g \quad (5.20)$$

- Lực acsimet q' bằng trọng lượng của thể tích không khí xung quanh bị dời chỗ và hướng lên trên:

$$q' = m'g = V\rho'g \quad (5.21)$$

- Lực gây ra chuyển động đối lưu tác động để khối không khí di chuyển hay đứng yên là:

$$F = q' - q = V(\rho' - \rho)g \quad (5.22)$$

Gia tốc thẳng đứng của đối lưu là:

$$f = (F/m) = [V(\rho' - \rho)g]/(V\rho) = g(\rho' - \rho)/\rho \quad (5.23)$$

Từ phương trình Cơ la pay rông:

$$\begin{aligned} PV &= R_{kk}T \leftrightarrow \rho = P/R_{kk}T \\ \leftrightarrow \quad \rho'/\rho &= T/T' \end{aligned} \quad (5.24)$$

(ở cùng một áp suất thì mật độ tỷ lệ nghịch với nhiệt độ tuyệt đối)

$$\leftrightarrow (\rho' - \rho)/\rho = (T - T')/T' \quad (5.25)$$

Hay:

$$f [\text{cm/s}^2] = (T - T')g/T' \quad (5.26)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

- 1) Nếu $T > T'$ thì $f > 0$ (gia tốc dương) những khối không khí nóng hơn chuyển động hướng lên trên.
- 2) Nếu $T < T'$ thì $f < 0$ (gia tốc âm) những khối không khí lạnh hơn chuyển động hạ xuống dưới.

Giả sử khối không khí này ở độ cao z từ vị trí ban đầu vận chuyển tới với nhiệt độ T_0 và T'_0 tương ứng và giả sử ở vị trí ban đầu nhiệt độ $T_0 = T'_0$ (gia tốc đối lưu ban đầu = 0). Khi đó nhiệt độ khối không khí được tính theo đoạn nhiệt và gradient hình học

$$T = T_0 - \gamma_a z$$

$$\text{Và} \quad T' = T'_0 - \gamma z$$

Khi đó:

$$f = (T - T')g/T' = g [(T_0 - \gamma_a z) - (T'_0 - \gamma z)]/T' \quad (5.27)$$

$$(T'_0 = T_0) \Rightarrow f = g (\gamma - \gamma_a)z / T' \quad (5.28)$$

Như vậy gia tốc phụ thuộc vào dấu của $(\gamma - \gamma_a)$. Do đó:

- 1) Nếu $\gamma < \gamma_a$ thì gia tốc $f < 0$ tức là khối không khí di chuyển xuống dưới, nó có khuynh hướng trở về vị trí ban đầu - Đó là trường hợp cân bằng bền của khí quyển. Trường hợp này phương trình chuyển động có dạng:

$$f = \partial^2 z / \partial t^2 = -(g/T')(\gamma_a - \gamma)z \quad (5.29)$$

$$\Rightarrow z = A \sin \omega t;$$

$$\omega = [(g/T')(\gamma_a - \gamma)]^{-1/2} \text{ gọi là tần số } \textit{Brenta Vaisala} \quad (5.30)$$

- 2) Nếu $\gamma = \gamma_a$ thì gia tốc thẳng đứng $f = 0$. Khối không khí ở vị trí mới không thu được gia tốc và đứng yên - Đó là trạng thái cân bằng phiếm định.
- 3) Nếu $\gamma > \gamma_a$ thì gia tốc $f > 0$, tức là khối không khí sẽ có khuynh hướng di chuyển tiếp lên cao, xa với vị trí ban đầu của nó - Đó là trường hợp cân bằng không bền của khí quyển.

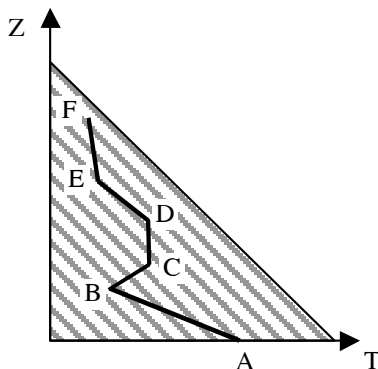
Như vậy, mức độ bền vững thẳng đứng của khí quyển được xác định bởi tính chất tầng kết nhiệt của nó, tức là bởi độ lớn của gradient nhiệt độ thẳng đứng hình học:

Giáo trình Vật lý khí quyển

+ Đối với không khí khô: Nếu γ lớn hơn gradient đoạn nhiệt khô ($\gamma > 1^\circ/100\text{m}$) thì tầng kết này sẽ không bền vững đối với không khí khô "tầng kết không bền vững khô". Trái lại khi $\gamma < 1^\circ/100\text{m}$, gọi là "tầng kết bền vững khô".

Trong trạng thái không bền vững ($\gamma > 1^\circ/100\text{m}$) những chuyển động đối lưu thẳng đứng phát triển mạnh mẽ. Chuyển động đã bắt đầu hình thành hướng lên trên hoặc xuống dưới sẽ tiếp tục với một tốc độ tăng lên. Trái lại trong tầng kết bền vững, những chuyển động thẳng đứng của các khối không khí dần dần ngưng lại, đối lưu không phát triển được.

Mức độ bền vững của khí quyển đặc biệt lớn, nếu $\gamma = 0$, tức là nhiệt độ không đổi theo độ cao. Một tầng kết như vậy gọi là đẳng nhiệt. Nhưng độ bền vững của khí quyển càng lớn hơn khi $\gamma < 0$, tức là khi nhiệt độ không khí tăng theo độ cao. Sự phân bố nhiệt độ như vậy gọi là nghịch nhiệt.



Hình 5.2. Đồ thị tầng kết và những đoạn nhiệt khô

Các đường lập thành góc 45° so với trục hoành có gradient $\gamma_a = 1^\circ/100\text{m}$. Nếu góc nghiêng của đường tầng kết đối với trục hoành $\alpha < 45^\circ$ thì tầng kết không bền vững.

$\alpha = 45^\circ$: Tầng kết phiếm định và $\alpha > 45^\circ$: Tầng kết bền vững

Như vậy: Đoạn AB có tầng kết không bền vững; BC và CD (đẳng nhiệt) rất bền vững; DE: Cân bằng phiếm định; EF: Có tầng kết bền vững.

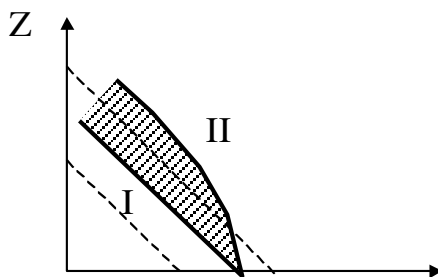
+ Đối với trường hợp không khí ẩm: Ta phải so sánh các giá trị γ_a , γ , γ'_a .

Giáo trình Vật lý khí quyển

- 1) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$: Đó là trường hợp không bền vững tuyệt đối đối với không khí ẩm (bão hoà) cũng như đối với không khí khô.
- 2) $\gamma < \gamma'_a < \gamma_a$: Tầng kết tuyệt đối bền vững.
- 3) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$: Tầng kết là bền vững đối với không khí khô, còn không bền vững đối với không khí ẩm. Đó là trạng thái không bền vững ẩm.

5.2. Năng lượng của độ không bền vững, các quá trình đoạn nhiệt giả và độ cao mực ngưng kết

5.2.1. Năng lượng của độ không bền vững



Hình 5.3

Mức độ không bền vững thẳng đứng của khí quyển có thể đánh giá thông qua độ lớn tổng cộng năng lượng của độ không bền vững của khối không khí cho sẵn, được tiêu thụ để duy trì và phát triển những chuyển động thẳng đứng (đối lưu) trong khối không khí đó.

Độ lớn của năng lượng của độ không bền vững trong khối không khí cho sẵn giữa 2 mức bất kỳ, được xác định bằng thực hiện một công đưa khối không khí dời từ mức này sang mức khác.

Công tính bằng lực nhân với đường đi. Giả sử một đơn vị khối lượng 1g di chuyển theo đường thẳng đứng, khi có tác động của một lực chính là gia tốc đối lưu:

$f = g(T - T')/T'$ (theo 5.26) khi dịch chuyển được một đoạn đường dz , thì công nguyên tố được thực hiện:

$$dw = [g(T - T')/T']dz \quad (5.31)$$

với $dz = -dp/(\rho g)$; $\rho = P/R_{kk}T'$ Ta có :

Giáo trình Vật lý khí quyển

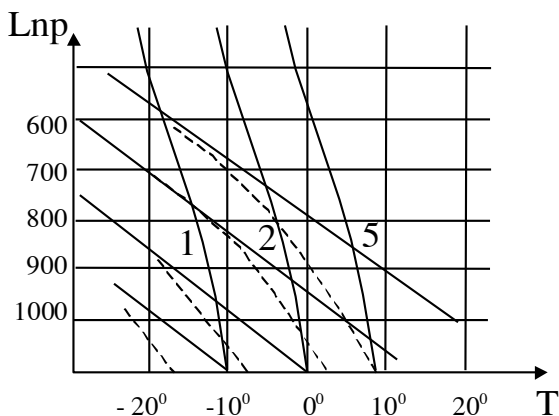
$$dw = -(T - T')/T' dp/\rho = -R_{kk} (T - T') dp/p \quad (5.32)$$

$$\text{hoặc } dw = -R_{kk} (T - T') d(\ln p) \quad (5.33)$$

Công toàn phần khi đưa 1 đơn vị khối lượng không khí từ mực có áp suất p_1 lên mực có áp suất p_2 là:

$$w = -R_{kk} \int_{p_1}^{p_2} (T - T') d(\ln p) \quad (5.34)$$

Theo (5.33) xây dựng giản đồ êma - Đồ thị đường đoạn nhiệt đặc biệt. Trục tung đặt thang logarit của áp suất giảm theo hướng lên trên, trục hoành thang nhiệt độ tăng từ trái sang phải.

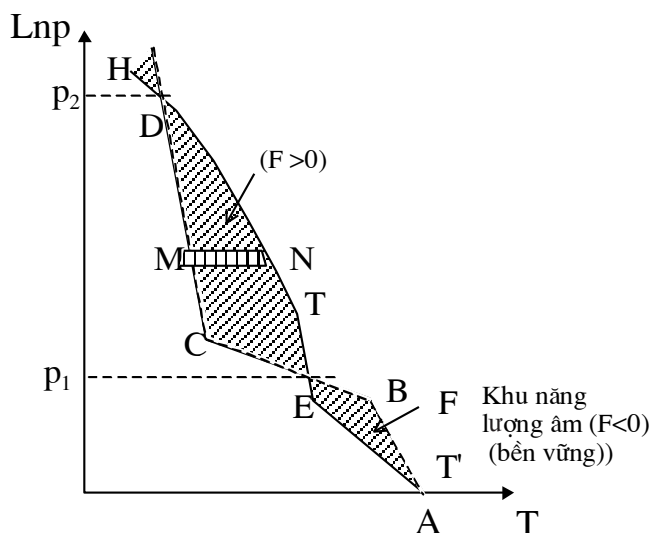


Hình 5.4

- Vẽ các đường đoạn nhiệt khô (đường liền).
- Vẽ các đường đoạn nhiệt ẩm (đường nét đứt).
- Các đường độ ẩm riêng cực đại có đánh số 1, 2, 5 [g/kg] độ dốc lớn.

Những đường độ ẩm riêng cực đại dùng để xác định mực ngưng kết. Trên mực này diễn ra sự chuyển tiếp từ đường đoạn nhiệt khô sang đường đoạn nhiệt ẩm.

Không khí bốc lên, thì trước hết nhiệt độ của nó biến đổi theo đoạn nhiệt khô, ở một độ cao nào đó không khí bốc lên lạnh đi, đến lên lạnh đi, đến điểm sương, tức trở lên bão hòa. Mực này gọi là mực ngưng kết.



Hình 5.5

Muốn tìm năng lượng của độ không bền vững, trên giản đồ êma trống người ta vẽ một đường gãy khúc biểu diễn tầng kết nhiệt của khí quyển theo số liệu quan trắc. Ví dụ đường ABCD, còn đường AE đoạn nhiệt khô, EH đoạn nhiệt ẩm.

Giả sử khối không khí bốc lên, trước hết bị lạnh đi theo quy luật đoạn nhiệt khô AE, sau đó đạt tới mức ngưng kết ở điểm E thì biến đổi theo đoạn nhiệt ẩm EH.

Đường ABCD có nhiệt độ T' quan trắc được.

Đường AEH có nhiệt độ T .

Ví dụ có dải MN thì chiều dài là $T - T'$, chiều rộng là $(-dlnp) \Rightarrow$ diện tích dải nhỏ là $[(T - T')dlnp]$ tỷ lệ với công nguyên tố dw thực hiện trên đoạn đường $dz \Rightarrow$ công toàn phần từ p_1 đến p_2 là diện tích đánh dấu (F).

Nếu đường tầng kết nằm bên trái đường đoạn nhiệt thì khí quyển không bền vững, diện tích $F > 0$, tức là khối không khí có năng lượng của độ không bền vững, đảm bảo cho đối lưu thẳng đứng diễn ra. Nếu tầng kết nằm bên phải thì khí quyển có tầng kết bền vững, năng lượng của độ không bền vững âm ($F < 0$). Do đó, để tạo thành gia tốc thẳng đứng cần có công của lực bên ngoài như năng lượng mặt trời dồn tới.

5.2.2. Những quá trình đoạn nhiệt giả

Giả sử khối không khí khô bốc lên một cách đoạn nhiệt khô tới một độ cao nào đó dưới mực ngưng kết, rồi sau đó hạ xuống, trở về vị trí ban đầu:

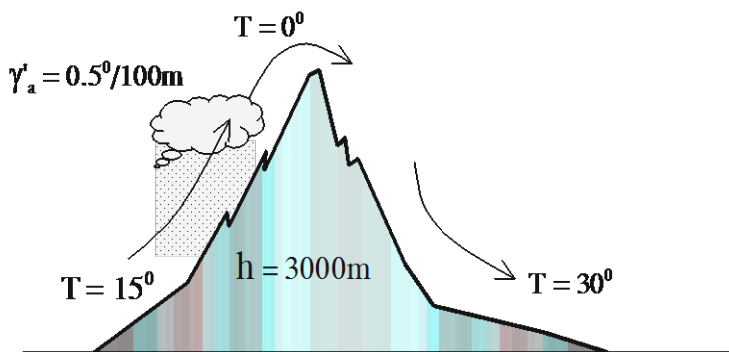
Cả quá trình thuận (bốc lên) và nghịch (hạ xuống), khối không khí cho sẵn đó đi qua những trạng thái (khác nhau) trung gian. Nhiệt độ không khí ở cùng những độ cao khi bốc lên và hạ xuống đều là một và không khí trở về vị trí ban đầu với nhiệt độ mà nó bắt đầu bốc lên gọi là quá trình thuận nghịch.

Khi không khí bão hoà bốc lên và hạ xuống thì quá trình chỉ thuận nghịch khi những vật phẩm ngưng kết của hơi nước (những giọt nước nhỏ hoặc tinh thể băng) hình thành ra, (khi không khí lạnh đi đoạn nhiệt) sẽ ở lại bên trong thể tích chiếm bởi khối không khí cho sẵn, và sẽ tham gia vào tất cả các chuyển động của nó. Trong trường hợp này, ẩn nhiệt toả ra khi bốc lên do kết quả ngưng kết sẽ lại được tiêu thụ để làm bốc hơi những vật phẩm ngưng kết trong thời gian khối không khí hạ xuống.

Song trong tự nhiên, các vật phẩm ngưng kết thường hay rơi xuống từ khối không khí bốc lên dưới dạng mưa hoặc tuyết, do đó quá trình trở nên không thuận nghịch.

Khi không khí bốc lên đi theo đường đoạn nhiệt ẩm và khi hạ xuống, nhiệt độ của nó biến đổi theo đoạn nhiệt khô (vì nó sẽ giữ không đổi độ ẩm riêng của nó, cụ thể là độ ẩm ở điểm lên cao nhất của nó, khi đó không khí sẽ ngày càng xa trạng thái bão hoà do nóng lên dần dần). Những quá trình không thuận nghịch như vậy gọi là quá trình đoạn nhiệt giả.

Ví dụ hiện tượng không khí ẩm tràn qua một dãy núi, giả sử dãy núi có độ cao 3000m, không khí bên sườn đón gió có nhiệt độ $T = 15^{\circ}$ và sức trương hơi nước $e = 12,8$ mmHg (17,042mb, $f = 100\%$) trong khi chuyển động gặp sườn núi, bốc lên dọc theo sườn núi (Hình 5.6).



Hình 5.6

Khi bốc lên nó lạnh đi theo quy luật đoạn nhiệt ẩm, khoảng $0,5^{\circ}/100\text{m}$, thì trên đỉnh núi nhiệt độ không khí là 0°C , còn sức trương hơi nước e (tương đương với trạng thái bão hoà) là $4,6\text{mmHg}$ ($\approx 6,1\text{ mb}$). Hơi nước còn lại chứa trong không khí ($12,8 - 4,6 = 8,2\text{ mmHg}$) sẽ phải ngưng kết lại. Nếu hơi ẩm ngưng kết rơi xuống toàn bộ dưới dạng mưa trên sườn đón gió thì không khí hạ xuống theo sườn khuất gió không còn bão hoà nữa. Nhiệt độ của nó sẽ tăng theo quy luật đoạn nhiệt khô được 1° trên 100m và không khí xuống tới chân núi với nhiệt độ $T = 30^{\circ}\text{C}$. Sức trương hơi nước e vẫn giữ nguyên như ở trên đỉnh núi $4,6\text{mmHg}$, trong trường hợp mà không có sự biến đổi của khí áp. Còn nếu kể cả sự tăng khí áp từ 3000m xuống chân núi thì sức trương hơi nước e sẽ là $6,6\text{mmHg}$.

Sức trương bão hoà ở nhiệt độ 30°C là $31,8\text{mm}$. Do đó, độ ẩm tương đối của không khí hạ xuống còn $f = 20\%$ thôi.

Dòng không khí đi xuống đó, kèm với nhiệt độ cao, độ khô lớn và trời quang gọi là gió phơn (quan sát thấy ở miền núi).

Từ 3000m xuống, áp suất không khí tăng lên $\underline{dp = -\rho g dz}$

$$\Leftrightarrow dp = -[p/(R_{kk}T)]gdz$$

Sức trương hơi nước e tăng lên:

$$\Rightarrow de = -[e/(R_{kk}T)]gdz = 2\text{ mmHg}, (e = 4,6\text{mmHg}, T = 30^{\circ}, dp = de).$$

5.2.3. Độ cao của mực ngưng kết

Dòng không khí thăng bị lạnh đi khi lên cao, đến một độ cao nào đó đạt trạng thái bão hoà. Độ cao h đó gọi là mực ngưng kết.

Giả sử hạt không khí thăng lên từ bề mặt trái đất $z = 0$, có nhiệt độ là T_0 , áp suất p_0 , độ ẩm tương đối f_0 , sức trương e_0 và điểm sương τ_0 . Hơi nước trong không khí thăng được nở ra và đến độ cao ngưng kết, sức trương hơi nước sẽ là:

$$e_h = e_0 (P_h / P_0) \quad (5.35)$$

P_h là áp suất ở mực ngưng kết. Vì $e_h < e_0$ tương ứng với độ cao h , điểm sương τ_h

sẽ thấp hơn τ_0 (theo $e = E(\tau) = E(t) \cdot e^{-\lambda(t - \tau)}$) thì:

$$P_h / P_0 = (e_h / e_0) e^{\lambda(\tau_h - \tau_0)} \quad (5.36)$$

Sử dụng công thức:

$$P_h / P_0 = e^{-h/H} \quad (H: \text{Thang độ cao, theo (2.16), } H = R_{kk} T / g) \Rightarrow$$

$$\lambda(\tau_0 - \tau_h) = h/H \text{ hay } h = H\lambda(\tau_0 - \tau_h) \quad (5.37)$$

Mức ngưng kết sẽ đạt được ở nơi mà sự lạnh đi đoạn nhiệt γ_a trên một đơn vị độ cao làm giảm nhiệt độ từ T_0 đến τ_h . Nghĩa là trên độ cao

$$h = (T_0 - \tau_h) / \gamma_a \quad (5.38)$$

Theo (5.37) và (5.38)

$$h = (T_0 - \tau_0) / \gamma_a + (\tau_0 - \tau_h) / \gamma_a = (T_0 - \tau_0) / \gamma_a + h / (\gamma_a H \lambda) \quad (5.39)$$

$$\Rightarrow h[1 - 1/(\gamma_a H \lambda)] = (T_0 - \tau_0) / \gamma_a$$

$$h = (T_0 - \tau_0) / \{\gamma_a [1 - 1/(\gamma_a H \lambda)]\} = -\ln f_0 / (\gamma_a \lambda - 1/H) \quad (5.40)$$

$$[\text{ Vì } \ln f = -\lambda(t - \tau)]$$

Công thức (5.40) là công thức rút gọn để xác định độ cao mực ngưng kết h , thông qua độ ẩm tương đối ban đầu f_0 (trên mặt đất).

5.3. Nhiệt độ thế vị, sự trao đổi về nhiệt độ tương đương

5.3.1. Nhiệt độ thế vị θ

Nhiệt độ thế vị θ là nhiệt độ mà một khối không khí thu được nếu ta đưa nó một cách đoạn nhiệt về áp suất thường (1000mb).

Nhiệt độ thế vị θ là nhiệt độ mà một khối không khí thu được nếu ta đưa nó một cách đoạn nhiệt về áp suất thường (1000mb).

Nhiệt độ thế vị θ là nhiệt độ mà một khối không khí thu được nếu ta đưa nó một cách đoạn nhiệt về áp suất thường (1000mb).

Sự biến thiên của nhiệt độ trong quá trình đoạn nhiệt được biểu diễn bằng công thức Poát- xông (5.9) với $p_o = 1000\text{mb}$

$$\theta = T(1000/p)^{0,288} = T(1000/p)^{R_{kk}/C_p} \quad (5.41)$$

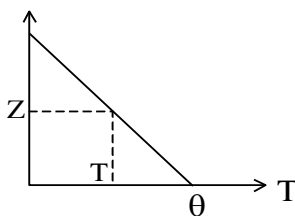
Hay tính một cách gần đúng $\theta = T_o + 0,98(Z - Z_o)10^{-2}$

Trong đó, Z_o là độ cao (m) của $p_o = 1000\text{mb}$, T và p là nhiệt độ tuyệt đối và áp suất của khối không khí cho sẵn, θ là nhiệt độ thế vị cần tìm (theo thang độ tuyệt đối).

Theo độ lớn của gradient đoạn nhiệt γ_a có thể xác định:

$$\theta = T + \gamma_a Z \quad (5.42)$$

Với z là độ cao của điểm cho sẵn trên mặt biển (1000mb)



Hình 5.7

Xác định θ theo đồ thị tỷ lệ xích 100m trục tung và 1° trục hoành, tại điểm có tọa độ T và Z vẽ đường có góc 45° với trục hoành cắt trục hoành tại điểm có nhiệt độ θ cần tìm.

+ Tính chất cơ bản của nhiệt độ thế vị là nó giữ không đổi trong tất cả các di chuyển đoạn nhiệt của khối không khí khô cho sẵn.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Từ (5.41) lấy logarit 2 vế và vi phân theo $z \Rightarrow$

$$(1/\theta)d\theta/dz = (1/T)dT/dz + (R_{kk}/C_p)g/(R_{kk}T) = (1/T)(dT/dz + \gamma_a)$$

(5.43)

$$\text{Hay } d\theta/dz = (\theta/T)(dT/dz + \gamma_a) = (\theta/T)(\gamma_a - \gamma) \quad (5.44)$$

Từ đó ta thấy:

1) Khi cân bằng bền $\gamma < \gamma_a \Rightarrow d\theta/dz > 0$, nhiệt độ thế vị tăng theo độ cao.

2) $\gamma = \gamma_a \Rightarrow d\theta/dz = 0 \Rightarrow \theta = \text{hằng số}$.

3) Khi cân bằng không bền $\gamma > \gamma_a \Rightarrow d\theta/dz < 0 \Rightarrow \theta$ giảm theo độ cao.

4) Khi có đẳng nhiệt trong khí quyển ($\gamma = 0$) thì $d\theta/dz = (\theta/T)\gamma_a$. Nhiệt độ thế vị tăng theo độ cao được 1° trên 100m.

5) Khi có nghịch nhiệt ($\gamma < 0$) thì $d\theta/dz > (\theta/T)\gamma_a$. Nhiệt độ thế vị tăng theo độ cao vượt 1° trên 100m.

5.3.2. Sự biến đổi của nhiệt độ thế vị

Mọi phần tử không khí khi bốc lên cao đều lạnh đi một cách đoạn nhiệt, do đó nó mang đến cho những lớp không khí nằm ở trên một nhiệt độ thấp hơn rất nhiều so với nhiệt độ của những lớp khí quyển nóng bên dưới mà từ đó phần tử không khí này bốc ra. Khi trộn lẫn và trao đổi nhiệt với không khí xung quanh, phần tử ở dưới đi lên thường có tác dụng không phải làm nóng mà là làm lạnh những lớp nằm ở trên. Cũng theo cách đó, phần tử không khí hạ xuống cũng thường có tác dụng làm nóng những lớp bên dưới mà chúng trộn lẫn. Vì khi hạ xuống không khí tăng nhiệt độ một cách đoạn nhiệt.

Khi trao đổi loạn lưu với các khối không khí xung quanh sẽ truyền nhiệt cho nhau và tầng kết nhiệt độ sẽ dần dần thay đổi cho tới khi thiết lập một gradient nhiệt độ thẳng đứng bằng gradient đoạn nhiệt khô, tức là nhiệt độ giảm 1° trên 100m. Những chuyển động loạn lưu có tầng kết như vậy sẽ không còn ảnh hưởng đến nhiệt độ vì khi phần tử không khí lên xuống đều bằng nhiệt độ không khí xung quanh (đẳng nhiệt).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Nếu trong khí quyển có tầng kết không bền vững ($\gamma > 1^0/100\text{m}$) thì đối lưu và sự trao đổi sẽ hun nóng các lớp trên cao và làm lạnh những lớp dưới thấp. Trái lại, sự trao đổi loạn lưu khi có tầng kết bền vững ($\gamma < 1^0/100\text{m}$) sẽ làm cho các lớp trên cao lạnh đi và các lớp dưới thấp nóng lên.

Giải thích điều này thông qua việc xem xét nhiệt độ thế vị.

Khi chuyển động đoạn nhiệt khô, nhiệt độ thế vị của không khí không thay đổi. Do đó khi không khí xáo trộn loạn lưu lâu dài thì nhiệt độ thế vị phải không đổi theo độ cao (cân bằng phiếm định $\gamma = \gamma_a$).

Thông lượng nhiệt do trao đổi các khối lượng gây ra tỷ lệ với gradient nhiệt độ thế vị. Khi nhiệt độ thế vị tăng theo độ cao ($d\theta/dz > 0$), thông lượng nhiệt sẽ hướng từ trên xuống dưới, còn khi nhiệt độ thế vị giảm theo độ cao ($d\theta/dz < 0$) thì thông lượng nhiệt sẽ hướng lên trên.

Như vậy thông lượng nhiệt loạn lưu - đối lưu trong khí quyển phụ thuộc vào gradient nhiệt độ thế vị.

$$Q = -Ac d\theta/dz \quad (5.45)$$

$$\text{Theo (5.44)} \Rightarrow Q = -Ac(\theta/T)(\gamma_a - \gamma) = Ac(\theta/T)(\gamma - \gamma_a) \quad (5.46)$$

Tuy nhiên, trên thực tế thông lượng nhiệt sẽ hướng lên trên khi có những gradient lớn hơn đại lượng $\gamma_0 \approx 0,6^0/100\text{m}$ và khi có những gradient nhỏ hơn $0,6^0/100\text{m}$, nhiệt mới lan truyền từ trên xuống dưới. Các phần tử không khí nóng hơn có khuynh hướng di chuyển chủ yếu lên trên, còn lạnh hơn di chuyển xuống dưới.

Đại lượng $\gamma_0 \approx 0,6^0/100\text{m}$ gọi là "gradient cân bằng" khoảng nhỏ hơn γ_a và khi đó công thức trao đổi nhiệt trong khí quyển sẽ có dạng.

$$Q = Ac(\theta/T)(\gamma - \gamma_0) \quad (5.47)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

5.3.3. Nhiệt độ tương đương và nhiệt độ thế vị tương đương

Nhiệt độ không khí khô là chỉ số nội năng của nó. Không khí ẩm so với không khí khô có nội năng lớn hơn nhờ ẩn nhiệt gắn liền với hơi nước chứa trong không khí ẩm.

Giả sử chỉ số của năng lượng toàn phần của không khí ẩm là nhiệt độ tương đương.

Nhiệt độ tương đương T_e là nhiệt độ mà khối không khí ẩm sẽ có nếu trong mình nó toàn bộ hơi nước ngưng kết lại và ẩn nhiệt ngưng kết toả ra được dùng để hun nóng không khí đó.

Gọi q (g/kg) là độ ẩm riêng của không khí,

L (calo/g) là ẩn nhiệt ngưng kết,

c_p là nhiệt dung của không khí ($c_p = 273$ calo/kg).

Khi đó, toàn bộ lượng ẩn nhiệt trong 1 kg không khí bằng Lq , còn độ tăng nhiệt độ do lượng nhiệt đó gây ra là: $\Delta T = Lq/c_p$

Do đó, nhiệt độ tương đương là: ($L = 600$ calo/g).

$$T_e = T + \Delta T = T + Lq/c_p = T + 2,52q \quad (5.48)$$

Áp dụng công thức Poát- xông để tìm nhiệt độ thế vị tương đương θ_e là:

$$\theta_e = T_e(p/p_o)^{R_{kk}/C_p} = T_e(p/p_o)^{(C_p-C_v)/C_p} \quad (5.49)$$

Hoặc một cách gần đúng là:

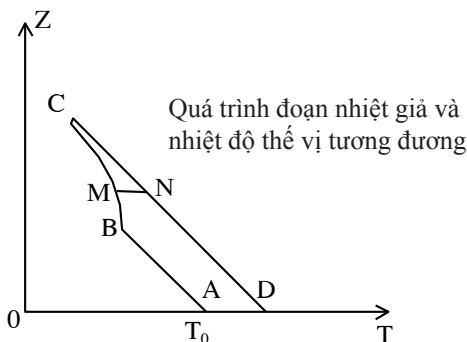
$$\theta_e = T_e + \gamma_a z \quad (5.50)$$

Như vậy, nhiệt độ thế vị tương đương là nhiệt độ mà không khí thu được khi trong mình nó toàn bộ hơi nước ngưng kết lại và sau đó không khí trở thành khô được đưa một cách đoạn nhiệt về áp suất thường.

Trong quá trình đoạn nhiệt khô, nhiệt độ thế vị của khối không khí giữ không đổi, còn trong quá trình đoạn nhiệt ẩm, nhiệt độ thế vị biến đổi, nó tăng lên nhờ ẩn nhiệt toả ra.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Do đó đối với quá trình đoạn nhiệt ẩm, nhiệt độ thế vị tương đương giữ vai trò của nhiệt độ thế vị. Nó giữ không đổi trong tất cả các biến đổi đoạn nhiệt và đoạn nhiệt giả của trạng thái của phân tử không khí.



Hình 5.8

Giả sử không khí ẩm chưa bão hoà với nhiệt độ T_0 , độ ẩm riêng q_0 và nhiệt độ tương đương $\theta_{e0} = T_0 + 2,52q_0$ bắt đầu bốc lên một cách đoạn nhiệt [$z = 0$, nhiệt độ thế vị $\theta_0 = T_0$ và thế vị tương đương $\theta_{e0} = T_{e0}$].

Trạng thái của nó biến đổi ban đầu theo đoạn nhiệt khô AB với q_0 không đổi, sau đó theo đoạn nhiệt ẩm BC với độ lớn của q ngày càng giảm cho tới khi toàn bộ hơi nước đã ngưng kết lại ($q = 0$, tại C). Nhiệt độ thế vị của không khí lúc đầu $\theta_0 = T_0$, lên trên mực ngưng kết bắt đầu tăng và khi toàn bộ hơi nước đã ngưng kết lại thì nó trở nên bằng $\theta_{e0} = T_{e0} = T_0 + 2,52q_0$.

Sau đó ta hạ không khí khô - đã mất hơi nước tới mực ban đầu. Trạng thái của nó khi hạ xuống sẽ không thay đổi theo đoạn nhiệt khô CD và cuối cùng sẽ là nhiệt độ thế vị tương đương ban đầu $\theta_{e0} = T_{e0} = T_0 + 2,52q_0$. Đoạn AD là độ lớn của $\theta_{e0} - T_0$ là độ tăng nhiệt độ nhờ ẩn nhiệt toả ra (tức là $2,52q_0$).

Mọi đoạn thẳng vạch ở một mực bất kỳ giữa các đường đoạn nhiệt đi lên và đi xuống song song với trục hoành.

Ví dụ: MN cũng là độ lớn của phần cộng thêm ($2,52q$) cho tới nhiệt độ tương đương đối với mực cho sẵn.

Việc chuyển từ một điểm bất kỳ trên đường trạng thái ABC bằng cách cộng thêm đại lượng tương ứng $2,52q$ (đoạn MN) để thu được nhiệt độ tương đương bao giờ cũng đưa tới đường đoạn nhiệt CD. Khi đi xuống theo đường này sẽ tới cùng một nhiệt độ thế vị

Giáo trình Vật lý khí quyển

tương đương. Nhiệt độ thế vị tương đương là tính chất cố định (bảo toàn) của các khối không khí.

Tóm lại: Nhiệt độ thế vị tương đương của mặt khối không khí giữ không đổi trong mọi di chuyển thẳng đứng bất kỳ không phụ thuộc vào quá trình đoạn nhiệt khô, đoạn nhiệt ẩm hay đoạn nhiệt giả và không phụ thuộc vào mực đi lên cuối cùng của khối không khí. Nó chỉ có thể biến đổi dưới ảnh hưởng của các quá trình bức xạ và cả của sự trao đổi nhiệt với mặt đệm hoặc do lượng chứa hơi ẩm tăng lên nhờ sự bốc hơi từ mặt đất.

5.4. Phân bố nhiệt độ theo độ cao trong khí quyển (lớp sát đất, lớp biên, đối lưu hạn)

5.4.1. Thay đổi nhiệt độ theo độ cao trong lớp không khí sát đất

Lớp sát mặt đất có bề dày từ 1 - 1,5m với chế độ nhiệt phản ánh tất cả các đặc điểm địa phương: Tính chất của đất, lớp phủ, cây cối và tính chất của nó, điều kiện địa hình...

Do ma sát với mặt đất nên tốc độ gió tới gần mặt đất thì giảm mạnh, và ở lớp mỏng sát đất, chuyển động ngang của không khí hầu như hoàn toàn ngừng lại. Do đó sự trao đổi loạn lưu giữa các lớp gần mặt đất và khí quyển tự do cũng yếu đi nhiều và có các gradient nhiệt độ thẳng đứng rất lớn.

Ban ngày khi sự chiếu nắng chiếm ưu thế, những phần tử không khí ở sát đất nóng lên mạnh, nhưng càng xa mặt đất về phía trên, nhiệt độ giảm nhanh đến $5-10^0$ lên độ cao 0,5m, nghĩa là $\gamma = 1000-2000^0$ độ/100m. Biết rằng khi $\theta > 3,4^0/100m$ thì mật độ không khí tăng theo độ cao, đối lưu xuất hiện, có khuynh hướng phân phối lại các khối không khí theo độ cao và làm mất trạng thái bền vững đã tạo ra. Trong ngày trời nóng nhìn thấy những dòng nhỏ rung rinh, đan lẫn vào nhau, tầng kết nhiệt rất không bền vững.

Ban đêm, khi trời quang đãng, dưới tác dụng của sự bức xạ, đất lạnh đi nhiều. Sự lạnh đó truyền cho không khí sát đất bằng dẫn nhiệt. Cho nên, ban đêm, nhiệt độ ở lớp sát đất tăng theo độ cao hình thành một lớp nghịch nhiệt. Tầng kết này bền vững (đối lập với tầng kết ban ngày).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Sự phân bố nhiệt độ theo độ cao ở lớp sát đất trong trường hợp riêng biệt thay đổi phụ thuộc vào điều kiện thời tiết và địa hình nhỏ.

Cây cối cũng mang lại những biến đổi độc đáo trong hình dạng của phân bố nhiệt. Bề mặt của bản thân các cây cối trở thành mặt hoạt động trực tiếp chịu tác động bức xạ (có thể quan sát thấy nhiệt độ cực đại ban ngày bên trong lớp cây cối và thấp nhất về ban đêm cùng ở đó). Chuyển động hỗn loạn của không khí do đối lưu và loạn lưu cũng gây ra những biến đổi lớn của phân bố nhiệt độ theo độ cao.

5.4.2. Thay đổi nhiệt độ theo độ cao trong khí quyển tự do

Đặc điểm đặc trưng của tầng đối lưu là nhiệt độ giảm theo độ cao. Tuy nhiên, gradient nhiệt độ thẳng đứng trong tầng đối lưu thay đổi tùy theo các lớp độ cao trên mặt đất, tùy theo thời gian trong ngày, năm và những điều kiện thời tiết.

Đối với tất cả các hiện tượng vật lý của tầng đối lưu thì lớp trên có độ cao đến 1,5- 2,0km gọi là lớp biên (phần dưới cùng của lớp biên là lớp sát mặt đất từ 1,0 – 1,5m đến 2,0m). Trong lớp biên có các dòng đối lưu lớn trao đổi về nhiệt, cũng như hơi nước và các chuyển động từ mặt đất. Độ lớn của gradient nhiệt độ thẳng đứng được xác định thông qua những điều kiện đối lưu và mức độ phát triển của loạn lưu. Nói chung, phụ thuộc nhiều vào địa hình và tính chất của bề mặt trái đất (địa phương) - (mặt trái dưới đất).

Dưới tác dụng của mặt trái dưới, gradient nhiệt độ thẳng đứng có biến trình hàng ngày và hàng năm, biểu hiện rõ rệt ở lớp dưới thấp nhất tới 500m, gradient nhiệt lên tới $1,5^{\circ}/100\text{m}$ về mùa hè vào ban ngày (do chiếu nắng), còn về mùa đông vào ban đêm gradient chuyển sang giá trị âm (nghịch nhiệt).

Ở phần giữa của tầng đối lưu (2 - 9km) độ lớn của gradient nhiệt độ thẳng đứng phụ thuộc chủ yếu vào sự trao đổi loạn lưu. Do kết quả trao đổi thường xuyên, các gradient phát triển gần tới gradient đoạn nhiệt chủ yếu là đoạn nhiệt ẩm vì trong tầng này thường hay xảy ra ngưng kết- (hình thành nhiều đám mây). Khi nhiệt độ giảm, độ lớn của gradient đoạn nhiệt ẩm tăng lên.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Điều đó giải thích tại sao gradient thẳng đứng tăng theo độ cao từ $0,5^{\circ}/100\text{m}$ ở độ cao 2 - 3km tới $0,7^{\circ}/100\text{m}$ ở độ cao 7 - 8km.

Khi chuyển sang tầng bình lưu, sự giảm nhiệt độ ngừng lại và được thay thế khá đột ngột bằng một đẳng nhiệt hoặc một nghịch nhiệt yếu (có khi lên tới 30- 40km).

Điều kiện nhiệt ở đây do những quá trình bức xạ, cụ thể là do trạng thái cân bằng bức xạ gây nên.

Lớp chuyển tiếp ở biên giới giữa tầng đối lưu và tầng bình lưu gọi là đổi lưu hạn hoặc tầng phó bình lưu.

Độ cao của đổi lưu hạn (H_T) ở những vĩ độ khác nhau thì rất khác nhau. Ở nhiệt đới đổi lưu hạn cao hơn rất nhiều so với cực đới là do các dòng đổi lưu (thăng) phát triển rất mạnh ở gần xích đạo. Về mùa đông đổi lưu hạn cũng thấp hơn về mùa hè (mùa hè nó được nâng lên cao- biến trình năm của đổi lưu hạn)

Ở nhiệt đới H_T từ 17 – 17,5km, nhiệt độ $< -80^{\circ}\text{C}$

Ở ngoài vùng nhiệt đới H_T từ 9 - 11km (có khi về mùa đông xuống tới 8,4km), nhiệt độ từ -60° đến -65°C .

Trong vùng nhiệt đới có các vận chuyển kinh hướng mạnh và không đồng đều trên các độ cao và hình thành các lớp đổi lưu hạn (đổi lưu hạn nhiều lớp). Ở đây tạo ra loạn lưu (phân kỳ) lớn và chuyển động thẳng đứng.

Kết hợp các nghiên cứu về Ozon, có thể nói, đổi lưu hạn chính là đáy của lớp Ozon tầng bình lưu. Cùng với sự tăng thẳng đứng của Ozon thì nhiệt độ cũng tăng trong tầng bình lưu.

5.5. Các khối không khí nóng, lạnh và các nghịch nhiệt

5.5.1. Các khối không khí nóng, lạnh

Đặc điểm của tầng kết nhiệt độ của khí quyển có liên quan mật thiết với các kiểu không khí trong tầng đối lưu. Các khối không khí di chuyển được chia thành 2 loại: không khí nóng và lạnh.

Giáo trình Vật lý khí quyển

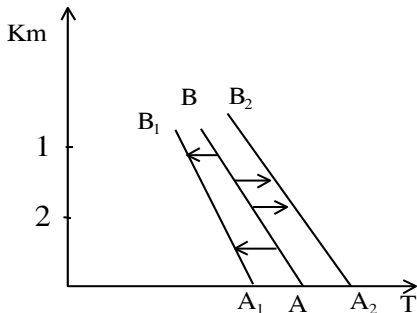
Khối không khí nóng là khối không khí di chuyển từ vùng nóng hơn sang vùng lạnh hơn. Nhiệt độ của những lớp bên dưới của khối không khí đó cao hơn nhiệt độ của mặt trái dưới mà trên đó khối không khí di chuyển.

Khối không khí lạnh là khối không khí di chuyển từ vùng lạnh sang vùng nóng hơn. Do đó nhiệt độ của nó thấp hơn nhiệt độ của mặt trái dưới.

Nhờ sự trao đổi nhiệt của không khí đối với đất, nên trong lúc di chuyển khối không khí biến tính dần và tầng kết của nó thay đổi.

Như vậy, những khối không khí nóng khi di chuyển, liên tục lạnh đi ở những phần bên dưới của nó. Còn những lớp trên cao thì lạnh đi ít hơn rất nhiều. Do đó, hiệu các nhiệt độ giữa các phần bên dưới và phần bên trên nhỏ đi. Cuối cùng, khối không khí nóng dần dần thu được một tầng kết bền vững với những gradient thẳng đứng nhỏ.

Những khối không khí lạnh thì trái lại, nóng lên mạnh ở những lớp bên dưới, trong khi đó nhiệt độ ở lớp bên trên thay đổi ít. Do đó trong khối không khí lạnh xuất hiện gradient nhiệt độ thẳng đứng lớn và có một tầng kết không bền vững.



Hình 5.9

Ví dụ tầng kết của khối không khí là AB, khi dịch chuyển về phía lạnh hơn (khối không khí nóng) đến A_1B_1 (A dịch chuyển nhiều hơn B) và khi dịch chuyển về phía nóng hơn (không khí lạnh) được $A_2B_2 \Rightarrow$ các đường trạng thái tương ứng là A_1B_1 và A_2B_2

$\Rightarrow A_1B_1$ bền vững, A_2B_2 không bền vững (góc nhọn hơn AB)

Đối với không khí nóng $\gamma = 0,3 - 0,5^\circ/100m$ còn không khí lạnh $\gamma = 0,7 - 1,0^\circ/100m$.

5.5.2. Những nghịch nhiệt

Những lớp nghịch nhiệt là những lớp có tầng kết bền vững nhất, cản trở sự lan tràn của những chuyển động đối lưu, những chuyển động này nhanh chóng ngừng lại trong những lớp nghịch nhiệt đó, cho nên những lớp nghịch nhiệt được mang tên là những lớp "giữ lại" ($\gamma < 0$).

Theo nguồn gốc hình thành, có thể phân biệt những kiểu nghịch nhiệt sau:

5.5.2.1. Nghịch nhiệt kiểu bức xạ

Chủ yếu xảy ra ở sát đất, chúng hình thành do mặt đất bức xạ thường vào ban đêm hoặc mùa đông.

Ban đêm, khi trời quang và thời tiết yên tĩnh, rất thường hay tạo thành một nghịch nhiệt sát đất. Bề dày của lớp nghịch nhiệt không lớn (mấy mét hoặc mấy chục mét). Lúc mặt trời mọc, các lớp không khí nóng lên, nghịch nhiệt tan rã nhanh chóng.

Mùa đông, khi có thời tiết quang đãng ổn định trong mấy ngày, nghịch nhiệt có thể lan lên rất cao, vì độ bức xạ cả trong những giờ ban ngày cũng vượt quá độ chiếu nắng. Nghịch nhiệt mùa đông có thể lên tới mấy trăm mét và thậm chí cao hơn 1,5km.

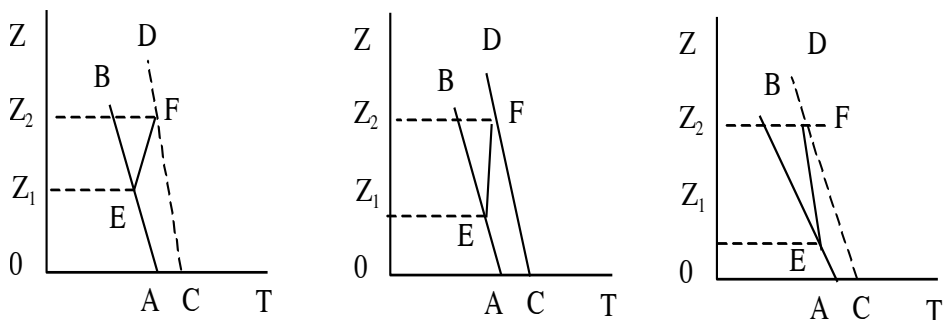
5.5.2.2. Nghịch nhiệt ở pho- rông

Những nghịch nhiệt này có liên quan tới mặt phân cách giữa các khối không khí nóng và lạnh. Các khối không khí lạnh nằm ở dưới với dạng một các nêm nhọn, bên trên là không khí nóng. Giới hạn phân cách giữa chúng - pho rông- là một lớp chuyển tiếp dày mấy chục mét hoặc mấy trăm mét, trong đó ta thấy có nghịch nhiệt (hoặc đẳng nhiệt -phụ thuộc vào tính chất tầng kết nhiệt trong không khí nóng và lạnh).

Giả sử có các tầng kết nhiệt độ của các khối không khí nóng và lạnh ABCD, tầng kết không khí lạnh AB, không khí nóng CD

Lớp trung gian có độ dày Z_1Z_2 sẽ có tầng kết là đoạn EF có thể có nghịch nhiệt lớn, có thể đẳng nhiệt và cũng có thể có sự giảm nhiệt độ rất chậm theo độ cao.

Giáo trình Vật lý khí quyển

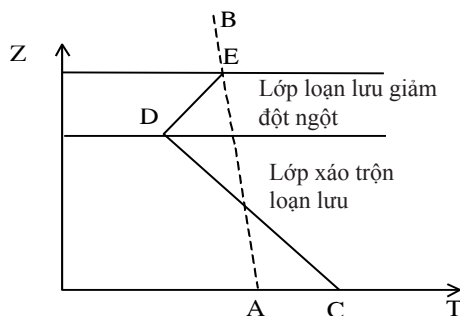


Hình 5.10

5.5.2.3. Nghịch nhiệt loạn lưu

Giả sử trong không khí có một tầng kết bền vững, một loạn lưu mạnh phát triển ở lớp sát đất do ma sát với mặt đất không bằng. Ví dụ luồng không khí thổi từ biển vào đất liền.

Do sự xáo trộn loạn lưu, ở phần trên của lớp loạn lưu nhiệt độ giảm, còn phía dưới nhiệt độ tăng và đường tầng kết sẽ tiến gần đến đường đoạn nhiệt.



Hình 5.11

- Đường tầng kết ban đầu AB
- Đường tầng kết đã thiết lập trong lớp xáo trộn CD
- Lớp chuyển tiếp bên trên lớp xáo trộn loạn lưu tầng kết là DE, là nghịch nhiệt đã hình thành trong lớp đó.

5.5.2.4. Những nghịch nhiệt mùa xuân hoặc nghịch nhiệt tuyết

Nghịch nhiệt này liên quan tới bình lưu không khí nóng. Khi mặt đất hết tuyết, đất được mặt trời hun nóng nhanh chóng và không khí thu được những nhiệt độ tương đối cao. Trong khi đó ở

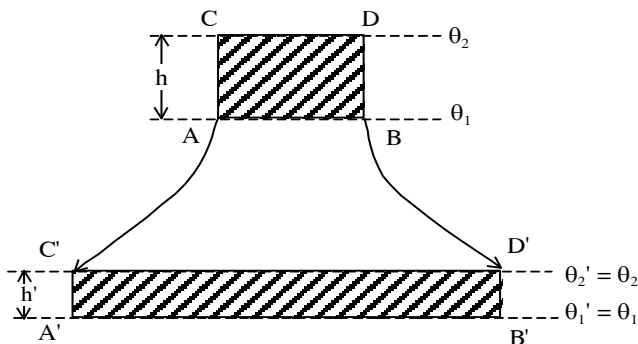
Giáo trình Vật lý khí quyển

những vùng phía Bắc ở xa hơn vẫn còn tuyết phủ. Nếu gió Nam thổi thì không khí nóng sẽ tràn lên lớp tuyết phủ, lớp không khí dưới sẽ lạnh đi do chạm tuyết, trong khi bên trên vẫn nóng $\Rightarrow$ hình thành nghịch nhiệt.

5.5.2.5. Nghịch nhiệt Co

Nghịch nhiệt kiểu này có liên quan với sự hạ xuống đoạn nhiệt của những khối không khí có tầng kết bền vững ($\gamma < \gamma_a$)

Ví dụ: Một khối không khí có thể tích ABCD. Khi hạ xuống dưới, thể tích của nó sẽ giảm đi do áp suất tăng và bề dày của khối không khí ngắn lại. Khoảng cách đó còn rút ngắn hơn nữa nếu khối không khí hạ xuống lại trải dài theo chiều nằm ngang, có thể tích A'B'C'D'.



Hình 5.12 Sơ đồ hình thành nghịch nhiệt Co

Giả sử bề dày của khối không khí ban đầu ABCD là h , nhiệt độ thế vị ở mức dưới (AB) là θ_1 và trên (CD) là θ_2 . Vì không khí có tầng kết bền vững, nên $\theta_2 > \theta_1$. Các giá trị ở khối không khí mới A'B'C'D' tương ứng là h' , θ_1' , θ_2' . Do khối không khí hạ xuống một cách đoạn nhiệt, nên nhiệt độ thế vị không thay đổi $\theta_1' = \theta_1$, $\theta_2' = \theta_2$

Khi đó gradient nhiệt độ thế vị trung bình:

- Ở vị trí ban đầu: $\gamma\theta = (\theta_2 - \theta_1)/h$ (5.51)

- Ở vị trí mới: $\gamma\theta' = (\theta_2' - \theta_1')/h'$ (5.52)

Vì $h' < h$, nên $\gamma\theta < \gamma\theta'$ (5.53)

Nghĩa là, sau khi hạ xuống, đại lượng $\gamma\theta'$ tăng lên và có thể trở nên lớn hơn $1^\circ/100\text{m}$. Sự tăng nhiệt độ thế vị đó tương ứng với một nghịch nhiệt, gọi là nghịch nhiệt Co.

CHƯƠNG VI: ĐỘNG LỰC HỌC KHÍ QUYỂN

6.1. Các lực tác động lên khối không khí trong khí quyển

Có một số lực tác động lên các hạt không khí trong khí quyển, đó là: lực phát động của gradient khí áp; trọng lực (không khí đứng yên); lực làm lệch do sự quay của trái đất; lực li tâm và lực ma sát (ma sát phân tử, ma sát loạn lưu); thủy động lực từ (làm cho chuyển động đã xuất hiện bị lệch hướng hoặc kim hãm).

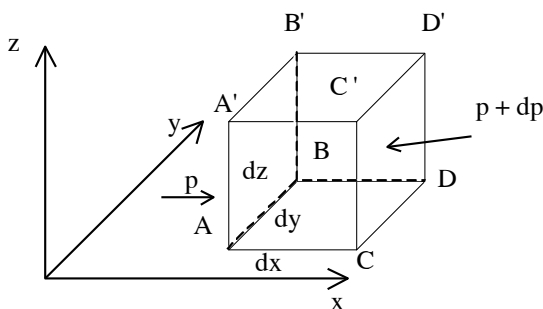
6.1.1. Lực phát động của gradient khí áp

Lực phát động của gradient khí áp tác động lên một đơn vị (lực gradient luôn hướng vào vùng có áp suất giảm và vuông góc với các đường đẳng áp).

$$F_x = -(1/\rho)\partial p/\partial x$$

$$F_y = -(1/\rho)\partial p/\partial y$$

$$F_z = -(1/\rho)\partial p/\partial z - g \quad (6.1)$$



Hình 6.1

Áp suất tác động lên bề mặt AA'BB' là $pdydz$

Áp suất tác động lên bề mặt CC'DD' là $(p + \partial p/\partial x)dydz$

Tổng cộng là tác động lên thể tích hộp $dx dy dz$ một lực theo hướng trục x là:

$$F_x V = [p - (p + \partial p/\partial x)dx]dydz = -(\partial p/\partial x)dx dy dz$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$V = p dx dy dz \Rightarrow F_x = -(1/\rho) \partial p / \partial x$ (lực tác động lên 1 đơn vị thể tích theo hướng trục x). Tương tự như thế đối với các trục y và z ta được công thức (6.1)

6.1.2. Trọng lực

Trọng lực chính là lực (g) tác động lên 1 đơn vị thể tích theo trục z và hướng xuống dưới. Trong trường hợp đơn vị khối lượng đứng yên:

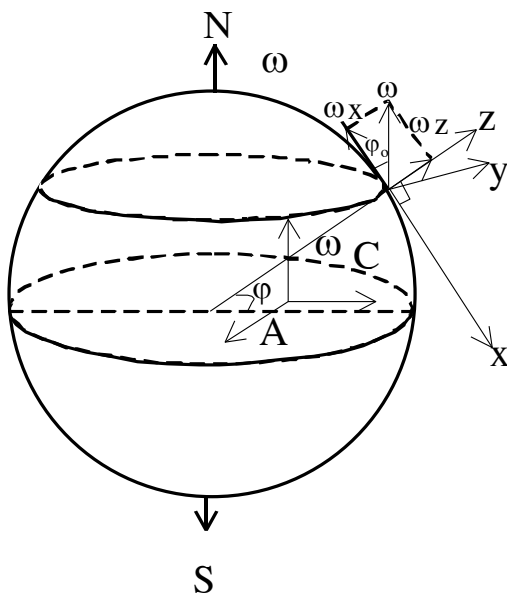
$$F_z = 0 \Rightarrow g_z = -(1/\rho) \partial p / \partial z = (g) \quad (6.2)$$

6.1.3. Lực lệch do trái đất quay

Nếu trên bề mặt trái đất quay với vận tốc góc ω có một vật chuyển động với vận tốc C so với trái đất thì theo lý thuyết cơ học sẽ có một lực tác động lên 1 đơn vị khối lượng của vật đó là:

$$A = [C \times 2\omega] \quad (6.3)$$

Gọi là lực Côri ôlít hoặc lực làm lệch do lực quay trái đất.



Hình 6.2

Giáo trình Vật lý khí quyển

Giả sử có toạ độ với trục Ox hướng phía Nam, Oy theo kinh tuyến về phía Đông, Oz hướng lên trên. Khi đó, các véc tơ thành phần của ω là

$$\omega_x = -\omega \cos\varphi, \omega_y = 0, \omega_z = \sin\varphi \quad (6.4)$$

$$\omega = \pi/86164 = 7,2921 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ (24giờ, 56phút, 4 giây = 1ngày đêm)}$$

Với véc tơ vận tốc $C = \{C_x, C_y, C_z\}$ theo x, y, z là $\{u, v, w\}$

Véc tơ lực $A = \{A_x, A_y, A_z\}$ theo x, y, z

$$A_x = 2(C_x \omega_z - C_z \omega_y) = 2\omega v \sin\varphi$$

$$A_y = 2(C_z \omega_x - C_x \omega_z) = -2\omega w \cos\varphi - 2\omega u \sin\varphi$$

$$A_z = 2(C_x \omega_y - C_y \omega_x) = 2\omega v \cos\varphi \quad (6.5)$$

Như vậy, ở Bắc bán cầu, theo (6.5) thì các chuyển động về phía Đông ($v > 0$) sẽ bị lệch về phía Nam ($A_x > 0$), còn các chuyển động về phía Nam ($u > 0$) sẽ bị lệch về phía Tây ($A_y < 0$). Có nghĩa là các dòng chảy luôn bị lệch về phía bên phải. Ở Nam bán cầu, ngược lại sẽ lệch về phía bên trái.

Cũng từ (6.5) thấy rằng, thành phần phương đứng A_z sẽ hướng lên trên ($A_z > 0$) đối với gió Tây ($v > 0$) và hướng xuống dưới ($A_z < 0$) đối với gió Đông ($v < 0$).

Ở trên xích đạo thì $A_x = A_y = 0$ đối với chuyển động ngang, còn đối với chuyển động đứng thì $A_y \neq 0$ và những dòng thẳng ($w > 0$) sẽ lệch về phía Tây ($A_y < 0$), những dòng giáng ($w < 0$) lệch về phía Đông ($A_y > 0$).

6.1.4. Gió địa chuyển và gió gradient

Chuyển động thẳng đồng đều của không khí dưới tác động của lực Côri ôlít và gradient phương ngang của áp suất gọi là gió địa chuyển.

Giả sử lực gradient áp hướng theo trục x và nếu nó cân bằng với lực Côri ôlít thì đối với chuyển động dọc theo trục y sẽ là:

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$-(1/\rho)\partial p/\partial x + 2\omega v \sin\varphi = 0; (v \neq 0); (A_x = G_x)$$

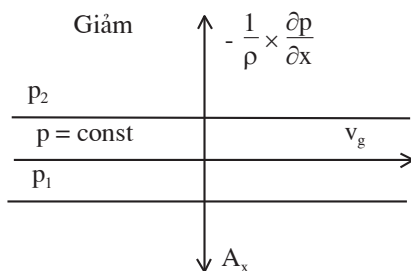
$$v = v_g = [1/(2\omega \sin\varphi)]\partial p/\partial x \quad (6.6)$$

Đối với chuyển động dọc theo trục x tương tự như vậy: ($A_y = G_y$)

$$u = u_g = -[1/(2\omega \sin\varphi)]\partial p/\partial y = -[1/(l\rho)]\partial p/\partial y \quad (6.7)$$

Ở đây: $l = 2\omega \sin\varphi$ gọi là hệ số Côriôlít

u_g, v_g : Là các thành phần của gió địa chuyển theo x và y



Hình 6.3

Như vậy gió địa chuyển hướng vuông góc với gradient áp, nghĩa là đi dọc theo đường đẳng áp (hình vẽ) để lại vùng áp thấp nằm về phía bên trái (ở Bắc bán cầu). Còn ở Nam bán cầu thì vùng áp thấp nằm bên phải. Ở xích đạo, $\varphi = 0, l = 0$ thì gió địa chuyển không còn giá trị nữa.

- Nếu không khí chuyển động với vận tốc v theo quỹ đạo cong với bán kính cong r , khi đó sẽ xuất hiện lực li tâm bằng v^2/r tác động lên 1 đơn vị khối lượng.

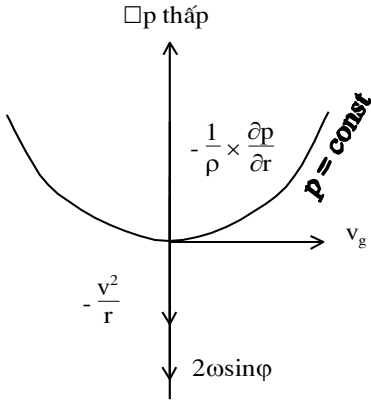
Do đó, chuyển động được cân bằng dưới cả tác động của lực gradient, lực Côriôlít và lực li tâm thì được gọi là (chuyển động) gió địa chuyển xoáy hoặc là gió gradient.

+ Đối với vùng xoáy thuận - vùng áp thấp ở tâm và lực gradient hướng vào tâm của vùng, còn 2 lực khác hướng ra ngoài.

$$\text{Do đó: } v^2/r + lv - (1/\rho)\partial p/\partial r = 0 \quad (6.8)$$

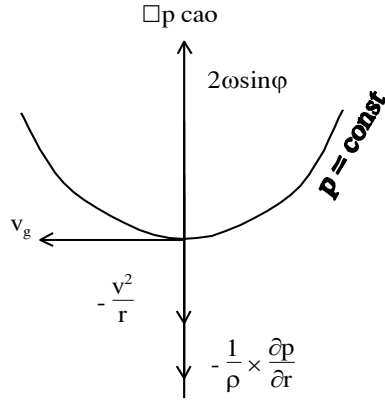
Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong đó : $l = 2\omega \sin\varphi$;



Các lực tác động đối với xoáy thuận

Hình 6.4



Các lực tác động đối với xoáy nghịch

Hình 6.5

$$v = -(lr/2) + [l^2 r^2/4 + (r/\rho)\partial p/\partial r]^{1/2} \quad (6.9)$$

- Dòng không khí vòng quanh vùng áp thấp, ngược chiều kim đồng hồ.

+ Đối với vùng xoáy nghịch, vùng áp cao, lực gradient và ly tâm hướng ra ngoài, còn lực Côri ôlít hướng vào trong.

- Dòng không khí vòng quanh vùng áp cao thuận chiều kim đồng hồ.

$$v^2/r - lv - (1/\rho)\partial p/\partial r = 0 \quad (6.10)$$

$$v = (lr)/2 - [l^2 r^2/4 - (r/\rho)|\partial p/\partial r|]^{1/2} \quad (6.11)$$

Phương trình (6.10) có nghiệm thực khi biểu thức:

$$l^2 r^2/4 - (r/\rho)|\partial p/\partial r| \geq 0 \quad (6.12)$$

Có nghĩa là trong xoáy nghịch độ lớn của gradient khí áp không thể lớn hơn một giá trị tới hạn nào đó:

$$(r/\rho)|\partial p/\partial r| \leq l^2 r^2/4 \quad (6.13)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi đó tốc độ gió cực đại là:

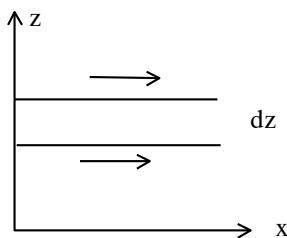
$$v_{cd} = (lr)/2 \quad (6.14)$$

Thông thường các xoáy nghịch có gradient khí áp nhỏ và những luồng gió yếu. Còn ngược lại, trong xoáy thuận, không có giới hạn lý thuyết đối với độ lớn gradient khí áp vì $l^2 r^2/4 + (r/\rho)\partial p/\partial r$ luôn dương.

Do đó khi có những gradient lớn thì tốc độ gió đạt giá trị lớn (đạt tới sức mạnh bão).

6.1.5. Lực ma sát trong

Không khí không phải là chất khí lý tưởng và trong đó tồn tại lực ma sát trong được gây ra bởi độ nhớt phân tử cũng như độ nhớt rối.



Hình 6.6

Nếu 2 lớp không khí chuyển động lớp này trên lớp kia- lớp trên nhanh hơn lớp dưới. Do chuyển động hỗn loạn nên phân tử từ lớp này vào lớp khác mang theo lượng chuyển động phương ngang tương ứng. Vận chuyển đó làm chậm lại chuyển động ở lớp trên và tăng cường chuyển động ở lớp dưới. Cơ chế như vậy là độ nhớt phân tử. Nếu hai lớp có chuyển động rối thì từng khối không khí riêng (xoáy) có thể chuyển từ lớp này tới lớp khác cũng mang theo các lượng chuyển động tương ứng. Quá trình đó giống quá trình trên, nhưng mạnh hơn rất nhiều.

Các lực ma sát được gây ra bởi sức căng nhớt (các ứng suất nhớt) được gọi là các lực ma sát nhớt hay lực ma sát trong.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Giả sử, đơn giản là gió thổi theo phương ngang dọc trục x và vận tốc phụ thuộc vào độ cao $u = u(z)$, tách ở độ cao z ra một lớp mỏng dz . Nhờ có độ nhớt, nên các ứng suất nhớt τ (ten xơ ứng suất) trên một đơn vị diện tích (1m^2) ranh giới dưới của lớp sẽ hướng ngược lại (cản trở)

$$\tau_{zx} = -(\eta \partial u / \partial z)_z \quad (6.15)$$

η : Hệ số nhớt động lực của không khí.

(Chỉ số đầu của τ là hướng của vận chuyển, chỉ số thứ 2 là hướng lượng chuyển động được vận chuyển)

Ứng suất bổ sung trên một đơn vị diện tích (1m^2) ranh giới trên của lớp sẽ là $\tau + d\tau$ hướng lên phía trước:

$$(\eta \partial u / \partial z)_{z+dz} = (\eta \partial u / \partial z)_z + (\partial / \partial z)(\eta \partial u / \partial z)dz \quad (6.16)$$

Cộng (6.15) và (6.16) rồi chia cho ρdz (khối lượng không khí của lớp có thiết diện 1m^2 và chiều cao dz), ta nhận được lực tác động lên đơn vị khối lượng theo hướng trục x là:

$$f_{zx} = (1/\rho) \partial \tau_{zx} / \partial z = (1/\rho) (\partial / \partial z)(\eta \partial u / \partial z) \quad (6.17)$$

Trong trường hợp chung, vận tốc phụ thuộc cả vào x và y , đối với $\eta = \text{const}$ thì:

$$f_x = (\eta/\rho) [\partial^2 u / \partial x^2 + \partial^2 u / \partial y^2 + \partial^2 u / \partial z^2] = (\eta/\rho) \nabla^2 u = \nu \nabla^2 u \quad (6.18)$$

Trong đó: ∇^2 là toán tử Laplace, $\nu = \eta/\rho$ là hệ số nhớt động lực hoặc hệ số rối k .

$$f_y = \nu \nabla^2 v \quad (6.19)$$

$$f_z = \nu \nabla^2 w \quad (6.20)$$

6.1.6. Lực thuỷ động từ

Những lực này ảnh hưởng đến chuyển động khí quyển ở các lớp cao hơn 100km.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Trong trường hợp, khi chất khí gồm (chứa) những hạt (phần tử) tĩnh điện với độ dẫn điện σ và chuyển động trong từ trường trái đất và trường tĩnh điện của nó, thì sẽ xuất hiện một lực gọi là lực thủy động từ có hướng (tuân theo quy luật bàn tay trái) vuông góc với hướng dòng điện J và các đường lực từ trường. Véc tơ lực bằng:

$$F_m = \mu[JH] \quad (6.21)$$

Trong đó, H : Véc tơ từ trường, μ : Thẩm thấu từ (đối với chất khí) gần bằng 1.

Dòng điện lại được xác định bằng trường tĩnh điện E và chuyển động của chất dẫn (chất khí) với vận tốc V :

$$J = \sigma E + \sigma \mu[VH] \quad (6.22)$$

Thay (6.22) vào (6.21) ta được:

$$F_m = \sigma \mu[(E + \mu[VH])H] = \sigma \mu[E_t H] - \sigma \mu^2 H_0^2 V_t \quad (6.23)$$

Trong đó: E_t và V_t là thành phần cắt ngang (vuông góc với từ trường) của điện trường và tốc độ, H_0 : Cường độ từ trường

Từ (6.23) thấy rằng trong từ trường, chuyển động của chất khí dây dẫn bị hãm lại do độ nhớt từ trường, mà tỷ lệ đối với độ dẫn (điện) và giá trị V_t . Điện trường gây ra sự lệch vuông góc với điện trường và từ trường.

Sử dụng các biểu thức tương ứng đối với J , Đa-Cu-Trai-ép đã tính được các thành phần tương ứng của F_m và viết phương trình chuyển động phương ngang của chất dây dẫn ở dạng:

$$\begin{aligned} du/dt - [(2\omega \sin\phi + (\sigma_2 H_0 H_z)/(\rho c^2))v + [(\sigma_1 H_z^2)/(\rho c^2)]u] = \\ = -(1/\rho)\partial p/\partial x \end{aligned} \quad (6.24)$$

$$\begin{aligned} dv/dt - [(2\omega \sin\phi + (\sigma_2 H_0 H_z)/(\rho c^2))u + [(\sigma_1 H_z^2)/(\rho c^2)]v] = \\ = -(1/\rho)\partial p/\partial y \end{aligned} \quad (6.25)$$

Ở những độ cao hơn nữa, còn có thể có tác động của gió mặt trời và của ánh sáng đối với các chất khí mà hấp thụ bức xạ, bị ion hoá.

Giáo trình Vật lý khí quyển

$H_z = -H_0 \sin \Phi / (1 + 3 \sin^2 \Phi)$ là thành phần phương đứng của từ trường phụ thuộc vào Φ .

Φ : Vĩ độ từ trường. Từ (6.25) $\Rightarrow$ ở Bắc bán cầu là $l = 2\omega \sin \varphi > 0$, còn $H_z < 0$ (Lực H hướng xuống dưới). Còn ở Nam bán cầu, $l < 0$, và $H_z > 0$.

6.2. Hệ các phương trình chuyển động của khí quyển

6.2.1. Các phương trình chuyển động của khí quyển

$$du/dt = \Sigma f_x, dv/dt = \Sigma f_y, dw/dt = \Sigma f_z \quad (6.26)$$

Trong đó: $\Sigma f_x, \Sigma f_y, \Sigma f_z$ là tổng của các thành phần của các lực tác động lên một đơn vị khối lượng theo trục x, y, z.

Giả sử chất khí là lý tưởng, nghĩa là bỏ qua rối, sử dụng (6.1) – (6.5), ta có:

$$\begin{aligned} du/dt &= -(1/\rho) \partial p / \partial x + lv, dv/dt = -(1/\rho) \partial p / \partial y - lu, dw/dt \\ &= -(1/\rho) \partial p / \partial z - g \end{aligned} \quad (6.27)$$

Trong đó: $du/dt, dv/dt, dw/dt$ là các thành phần gia tốc của chất khí.

Nếu tính cả độ nhớt và vận tốc w thì phương trình (6.27) được viết lại dưới dạng:

$$(1) du/dt = -(1/\rho) \partial p / \partial x + 2\omega v \sin \varphi + (\eta/\rho) \nabla^2 u \quad (6.28)$$

$$(2) dv/dt = -(1/\rho) \partial p / \partial y - 2\omega u \sin \varphi - 2\omega w \cos \varphi + (\eta/\rho) \nabla^2 v \quad (6.29)$$

$$(3) dw/dt = -(1/\rho) \partial p / \partial z - g + 2\omega v \cos \varphi + (\eta/\rho) \nabla^2 w \quad (6.30)$$

Trong đó: $v = \eta/\rho$ có thể thay bằng hệ số rối k

Vì chất khí là môi trường liên tục, nên có thêm phương trình liên tục:

$$(4) \partial p / \partial t + \partial(\rho u) / \partial x + \partial(\rho v) / \partial y + \partial(\rho w) / \partial z = 0 \quad (6.31)$$

Thêm nữa còn có phương trình trạng thái:

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$(5) p = \rho R_{kk} T \quad (6.32)$$

Và phương trình đoạn nhiệt:

$$(6) T/T_0 = (p/p_0)^{(\chi-1)/\chi} \quad (6.33)$$

Với : $\chi = C_p/C_v$, $C_p - C_v = R_{kk}$

Khi có nguồn nhiệt dQ/dt thì (6.31) được thay thế bằng

$$\begin{aligned} dT/dt &= [(\chi - 1)/\chi](T/p)dp/dt + (1/C_p)dQ/dt \\ &= [\gamma_a/(g\rho)]dp/dt + (1/C_p)dQ/dt \end{aligned} \quad (6.34)$$

Ở đây, dT/dt và dp/dt là các thay đổi toàn phần của nhiệt độ và áp suất.

Các đạo hàm toàn phần được viết dưới dạng:

$$du/dt = \partial u/\partial t + u\partial u/\partial x + v\partial u/\partial y + w\partial u/\partial z \text{ đối với } u, v, w, p, T \quad (6.35)$$

Như vậy hệ phương trình chuyển động có 6 ẩn u, v, w, p, T và ρ trong 6 phương trình (6.28) - (6.33).

Trong các phương trình, lực nhớt được biểu diễn bằng số hạng $(\eta/\rho)\partial^2 u/\partial x^2 \approx (\eta/\rho)u/L_a^2$ sẽ tăng, khi giảm L_a . (L_a là phạm vi của chuyển động - nhiễu động).

Ví dụ: Đối với chuyển động rối ở lớp dưới $\eta/\rho = k = 60\text{m}^2/\text{s}$ khi $L_a < 700\text{m}$ và coi $l = 0$ thì lực nhớt bằng lực gradient. Như vậy trong chuyển động phạm vi nhỏ, khi bỏ qua lực Côri ôlít ($l = 0$) thì lực nhớt cân bằng với lực gradient. Còn ngược lại, khi $L = 1000\text{km}$ (chuyển động phạm vi lớn) thì có thể coi tầng đối lưu không có độ nhớt. Trong khí quyển tầng cao, η/ρ tăng tỷ lệ nghịch với mật độ không khí thì ảnh hưởng của độ nhớt luôn luôn lớn.

6.2.2. Phương trình xoáy

Một dạng phương trình chuyển động có ý nghĩa rất lớn đó là phương trình xoáy vận tốc. Từ (6.27) viết lại dạng:

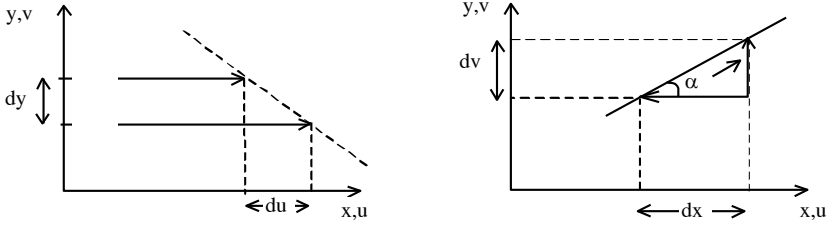
$$\partial u/\partial t + u\partial u/\partial x + v\partial u/\partial y + w\partial u/\partial z - lv = -(1/\rho)\partial p/\partial x \quad (6.36)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\partial v / \partial t + u \partial v / \partial x + v \partial v / \partial y + w \partial v / \partial z + l u = -(1/\rho) \partial p / \partial y \quad (6.37)$$

Gọi Ω_z là thành phần phương đứng của xoáy vận tốc.

$\Omega_z = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$. Thấy rằng, v tăng cùng với tăng x ($\partial v / \partial x > 0$) và u giảm khi tăng y ($\partial u / \partial y < 0$) trong hệ tọa độ đề các (Hình 6.7) tạo thành vòng quay ngược chiều kim đồng hồ (xoáy thuận). Giá trị Ω_z còn gọi là xoáy tương đối.



Hình 6.7

Lấy vi phân (6.36) theo y và (6.37) theo x , sau đó trừ (2) cho (1), giả sử chuyển động có thể từ vĩ độ này sang vĩ độ khác, nghĩa là l thay đổi:

$$\partial \Omega_z / \partial t + u \partial \Omega_z / \partial x + v \partial \Omega_z / \partial y + w \partial \Omega_z / \partial z + (1 + \Omega_z)(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) + u \partial l / \partial x = (1/\rho^2)[(\partial \rho / \partial x)(\partial p / \partial y) - (\partial \rho / \partial y)(\partial p / \partial x)] - [(\partial w / \partial x)(\partial v / \partial y) - (\partial w / \partial y)(\partial u / \partial z)] \quad (6.38)$$

Với $\partial l / \partial y = 0$ và $\partial l / \partial t = 0$, ký hiệu đại lượng $\Delta / \Delta t$ qua $(\partial / \partial t + u \partial / \partial x + v \partial / \partial y)$, bỏ qua thành phần w , thay Ω_z bằng $(\Omega_z + l)$ thì (6.38) tương đương:

$$\begin{aligned} (\Delta / \Delta t)(\Omega_z + l) &= \\ &= -(\Omega_z + l)(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y) + (1/\rho^2)[(\partial \rho / \partial x)(\partial p / \partial y) - \partial \rho / \partial y)(\partial p / \partial x)] \end{aligned} \quad (6.39)$$

Sử dụng phương trình liên tục đối với $\rho = \text{const}$.

Thay $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y = -\partial w / \partial z$, ta có:

$$(\Delta / \Delta t)(\Omega_z + l) = (\Omega_z + l) \partial w / \partial z + (1/\rho^2)[(\partial \rho / \partial x)(\partial p / \partial y) - (\partial \rho / \partial y)(\partial p / \partial x)] \quad (6.40)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Đại lượng $(\Omega_z + 1)$ gọi là xoáy tuyệt đối của tốc độ.

Đại lượng $[(\partial p / \partial x)(\partial p / \partial y) - (\partial p / \partial y)(\partial p / \partial x)]$ đặc trưng cho tính chất "tà áp" của khí quyển. Nghĩa là có hình xoắn Selenôit. Khí quyển chính áp (barôtróp) khi $[(\partial p / \partial x)(\partial p / \partial y) - (\partial p / \partial y)(\partial p / \partial x)] = 0$ và tà áp (barocline), khi $[(\partial p / \partial x)(\partial p / \partial y) - (\partial p / \partial y)(\partial p / \partial x)] \neq 0$.

Trong nhiều trường hợp ở xa front, núi và tương tự thì thành phần thứ 2 bên phải của (6.40) được bỏ qua thì:

$$(\Delta / \Delta t)(\Omega_z + 1) = (\Omega_z + 1) \partial w / \partial z \quad (6.41)$$

Trong lớp mà: $\partial w / \partial z = 0$ thì $(\Delta / \Delta t)(\Omega_z + 1) = 0$

Nghĩa là xoáy tuyệt đối không đổi theo thời gian và được vận chuyển cùng với các hạt không khí.

Có thể sử dụng (6.41) để đánh giá về tốc độ phương đứng w khi biết sự thay đổi của $(\Omega_z + 1)$.

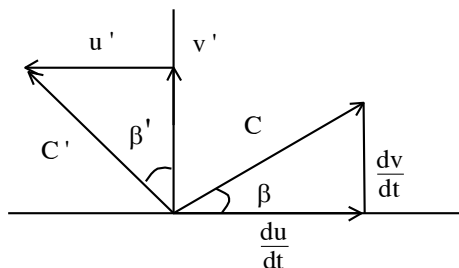
6.2.3. Độ lệch so với gió địa chuyển (Độ lệch phi địa chuyển)

Hiệu giữa gió thực và gió địa chuyển được gọi là độ lệch so với gió địa chuyển hay độ lệch phi địa chuyển. Nó xuất hiện khi và chỉ khi chuyển động xảy ra có gia tốc và có liên quan chặt chẽ với sự phát triển và tắt đi của nhiễu động khí quyển.

Từ biểu thức đối với u_g và v_g theo (6.6) và (6.7) và 2 phương trình từ (6.27) ta được:

$$du/dt = l(v - v_g) = lv' \text{ và } dv/dt = -l(u - u_g) = -lu' \quad (6.42)$$

Ở đây u', v' là các thành phần của lệch phi địa chuyển, véc tơ của chúng được ký hiệu là C'



Hình 6.8

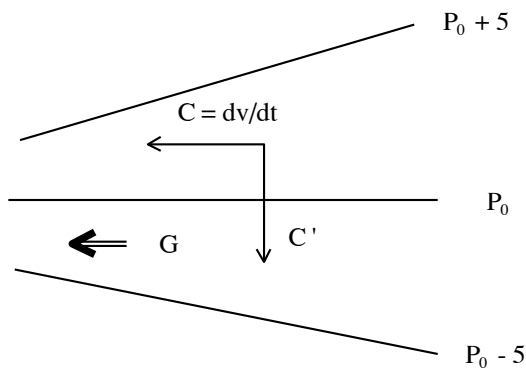
C là véc tơ gia tốc:

$$\operatorname{tg} \beta = (dv/dt)/(du/dt) = \operatorname{tg} \beta'$$

Từ đó $\Rightarrow$ véc tơ $C' \perp C$ và $|C'|/|C| = 1/l$ (6.43)

C' hướng sang bên trái của véc tơ gia tốc

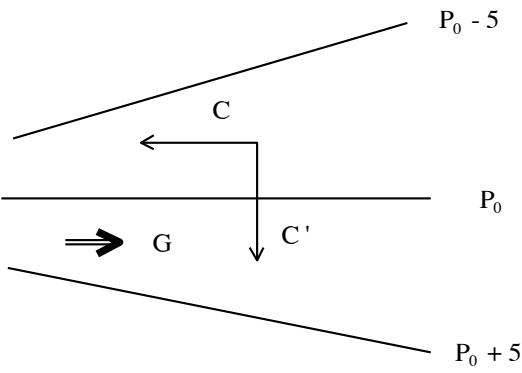
+ Khi phần tử chuyển động vào vùng có gradient khí áp lớn hơn, vì thế tốc độ của nó tăng.



Hình 6.9a. Hướng của véc tơ độ lệch địa chuyển

Véc tơ $C = dv/dt$ hướng về phía chuyển động, còn véc tơ độ lệch phi địa chuyển hướng về phía khí áp thấp.

+ Khi tốc độ của phần tử giảm theo hướng chuyển động và véc tơ độ lệch phi địa chuyển hướng về khí áp cao.



Hình 6.9b. Hướng của véc tơ độ lệch địa chuyển

CHƯƠNG VII: HOÀN LƯU KHÍ QUYỂN

Hoàn lưu chung của khí quyển gọi là tập hợp (hệ thống) các dòng không khí ổn định phạm vi lớn. Cỡ lực địa và đại dương, chiếm những lớp rất lớn của khí quyển. Những dòng không khí thường được gọi là "các hiện tượng cỡ" (hoặc phạm vi) A.

7.1. Các khối không khí và phơn rộng

Khi xét toàn bộ khí quyển có thể được phân chia theo chiều cao thành 3 tầng: Đối lưu, bình lưu, tầng điện ly Mezo. Mỗi tầng có những đặc điểm và tính chất vật lý khác nhau.

Khi xét không khí trong từng tầng cũng được phân tích theo các hướng phương ngang. Trong tầng đối lưu có những khối không khí riêng biệt nằm cạnh nhau, nhưng khác nhau rất nhiều về những tính chất của chúng (nhiệt độ, độ ẩm, độ bụi...).

Mỗi khối không khí riêng biệt, đồng nhất nhiều hay ít về cấu tạo và tính chất của nó có thể chiếm những khoảng không gian rộng mấy triệu km vuông.

Bề dày thẳng đứng của khối không khí đó bên trong tầng đối lưu bằng mấy km. Nhiều khi nó lên tới tận tầng bình lưu. Các khối không khí mang những tên tương ứng với khu vực địa lý mà ở nó chúng thu được những đặc điểm điển hình của chúng. Các khối không khí đồng nhất như vậy có tên gọi chung là khí đoàn.

7.1.1. *Khái niệm*

Khí đoàn là một khối không khí lớn, nhiệt độ và độ ẩm của nó theo chiều nằm ngang rất đồng đều. Khi không khí dừng lại lâu trên mặt đất rộng lớn và đồng đều thì do quá trình dòng chảy xiết và bức xạ có thể làm cho sự phân bố theo chiều thẳng đứng của nhiệt độ và hơi nước dẫn đến cân bằng với mặt đất (mặt đất rộng lớn này có đặc tính gì thì khí đoàn cũng có đặc tính ấy). Mặt đất rộng lớn và đồng đều này (có thể toàn bộ là bề mặt nước hoặc toàn bộ là mặt đất) gọi là nơi phát nguồn của khí đoàn.

Giáo trình Vật lý khí quyển

7.1.2. Phân loại khí đoàn

Dựa vào 2 đặc tính là tính chất nơi phát nguồn và sự di động của khí đoàn từ nơi phát nguồn và ảnh hưởng biến tính mà khí đoàn gặp phải, để phân loại khí đoàn.

Phương pháp phân loại khí đoàn thường dùng trong việc phân tích bản đồ thời tiết và phương pháp phân loại quốc tế do Bec gioi rộng đề ra, bao gồm phương pháp phân loại địa lý và phân loại nhiệt lực:

Trong phân loại địa lý thì căn cứ vào đặc tính nơi phát nguồn: 4 loại là xích đạo ký hiệu EL; nhiệt đới hoặc phó nhiệt đới biểu thị là TL; cực địa hoặc phó cực địa - PL; và khí đoàn Bắc cực - AL.

Mỗi loại khí đoàn lại căn cứ vào nơi phát nguồn là địa phương hay lục địa mà phân khí đoàn có tính chất hải dương dùng (m) biểu thị, lục địa - C.

Phương pháp trên là phương pháp phân loại địa lý.

Căn cứ vào sự biến tính của khí đoàn để phân loại, gọi là phương pháp phân loại nhiệt lực. Dựa vào nhiệt độ khí đoàn lạnh hay nóng hơn mặt đất mà phân thành khí đoàn lạnh (KM) hoặc khí đoàn ấm (WM). Khí đoàn lạnh hấp thụ nhiệt lượng mặt đất, còn khí đoàn ấm truyền nhiệt lượng cho mặt đất.

Ngoài ra còn xét đến ảnh hưởng động lực của cao không: Sự ổn định cao không do kết quả tác dụng của dòng giáng trong hoàn lưu xoáy nghịch hoặc tác dụng bình lưu không khí ẩm cao không được biểu thị (S). Còn sự bất ổn định cao không do kết quả không chế của xoáy thuận mạnh hoặc tác dụng bình lưu của không khí lạnh cao không được biểu thị (U).

Có thể phân loại theo Linko (1930) với các ký hiệu:

P: Không khí cực địa (hoặc phó cực địa);

Pc : Không khí lục địa vùng cực;

T: Không khí nhiệt đới (hoặc phó nhiệt đới);

T_M: Không khí hải dương nhiệt đới;

Giáo trình Vật lý khí quyển

M: Không khí hải dương;

Tc: Không khí lục địa nhiệt đới;

C: Không khí lục địa;

I: Không khí gặp tùy ý

P_M: Không khí hải dương cực địa;

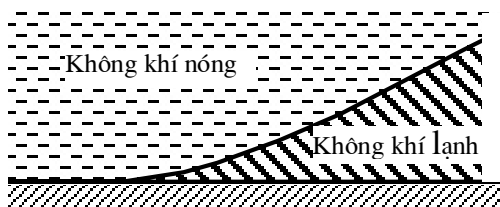
X: Không khí hỗn hợp;

Khí đoàn gặp tùy ý (I) là khí đoàn dừng lại tương đối lâu ở một nơi có tính chất khu vực nơi đó.

Khí đoàn hỗn hợp (X) biểu thị không khí hỗn hợp trong đới phơ rông.

7.1.3. Khái niệm về Front (Phơ rông)

Vùng có các loại khí đoàn tính chất khác nhau tiến dần đến gần nhau gọi là đới phơ rông. Nói cách khác, mặt phân cách xuất hiện trong trường hợp hai khối không khí khác nhau đến sát nhau mang tên là mặt phơ rông hay đơn giản là phơ rông. Mặt phơ rông này thường nằm rất ngả so với mặt đất, tạo với mặt đất một góc rất nhỏ vào cỡ $0,5^0$. Ở bên trên mặt phơ rông không khí nóng hơn, còn khối không khí lạnh hơn nằm ở phía dưới với dạng một cái nêm hẹp.



Hình 7.1: Hình cắt thẳng đứng của hai khối không khí ở cạnh nhau

Phơ rông có thể phân chia thành phơ rông tầng đối lưu (phát triển lên rất cao trong tầng đối lưu) và phơ rông mặt đất (phơ rông ở rất thấp).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Các phor rông có tên gọi tùy theo những khối không khí bị chúng phân cách. Mặt phân cách giữa không khí băng dương và không khí cực địa mang tên Front băng dương.

Front phân cách không khí cực địa và không khí nhiệt đới là front cực địa. Mặt phân cách không khí nhiệt đới và không khí xích đạo - front nhiệt đới.

Trên mặt đất giới hạn giữa các khối không khí có thể đánh dấu bằng một đường gọi là đường front. Khi đi qua đường front từ khối không khí này sang khối không khí khác ta thường thấy có sự biến đổi đột ngột của đa số các yếu tố khí tượng (nhiệt độ, gió, mây, giáng thủy...).

Tất cả các hiện tượng thời tiết và những biến đổi của thời tiết đều được gây ra bởi các quá trình xảy ra bên trong các khối không khí và trên các front và liên quan mật thiết với sự di chuyển của các khối không khí và các front dọc trên mặt đất.

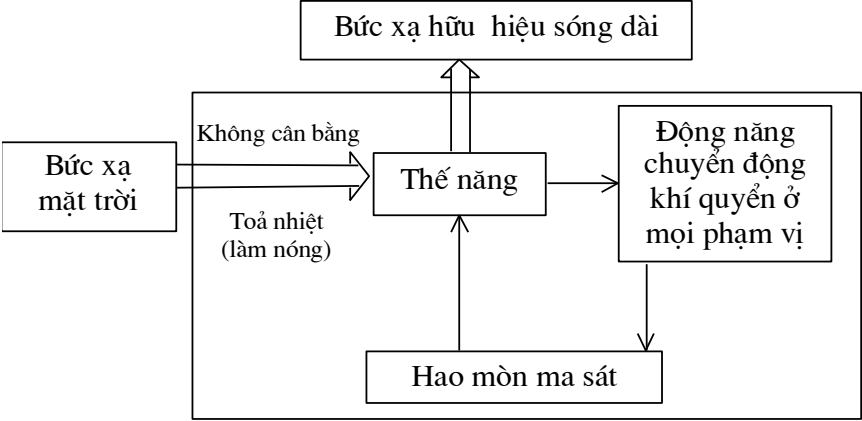
7.2. Phân bố trung bình của nhiệt độ và gió trong khí quyển xác định hoàn lưu chung

7.2.1. Năng lượng khí quyển

Nguồn nhiệt mặt trời xác định trường nhiệt độ khí quyển và cùng với trường nhiệt độ là trường áp và trường gió.

Trường nhiệt độ xác định cả trường áp; trường áp p và gió theo độ cao phụ thuộc vào p_0 và nhiệt độ.

Giáo trình Vật lý khí quyển



Hình 7.2: Sơ đồ thay đổi năng lượng trong hệ thống trái đất - khí quyển

Toàn bộ năng lượng khí quyển trên 1 đơn vị trọng lượng có thể được phân ra: Năng lượng bên trong $I (C_p T)$, thế năng $P(gz)$ và động năng $K(v^2/2)$. Động năng chiếm một phần nhỏ năng lượng khí quyển.

Bảng 4.1: Theo tính toán của Bô-ri-sen-cốp E.P, năng lượng khí quyển ($10^{21}J$)

Năng lượng	Bắc bán cầu		Nam bán cầu	
	Đông	Hè	Đông	Hè
I	430	448	423	437
P	177	183	176	179
K	0,406	0,192	0,707	0,386

7.2.2. Trường khí áp trên mặt đất và trong khí quyển

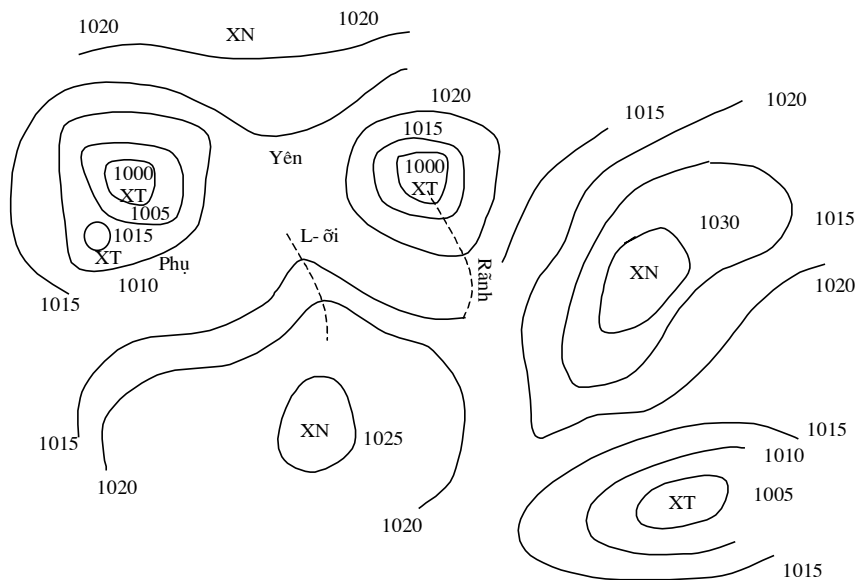
Những dòng (gió) không khí trong khí quyển chỉ xuất hiện do sự phân bố không đồng đều của khí áp trên mặt đất.

Dùng những mặt đẳng áp, tức là những mặt mà ở tất cả các điểm trên đó áp suất bằng nhau ($p = \text{const}$).

Giáo trình Vật lý khí quyển

Do sự khác nhau về những điều kiện nhiệt và các nguyên nhân khác nên các mặt đẳng áp thường nghiêng dưới những góc khác nhau đối với mặt đất và rất khác nhau về hình dạng.

Những đường đẳng áp biểu diễn trên bản đồ phân bố áp suất trên mặt biển là những đường giao tuyến của các mặt đẳng áp với mặt biển. Những dạng khác nhau của các mặt đẳng áp cũng sẽ tương ứng với những dạng nhất định của các đường đẳng áp trên mặt đất:



Hình 7.3: Các dạng cơ bản của đường đẳng áp

Các dạng đường đẳng áp:

- Đường đẳng áp thẳng: Là những đường đẳng áp gần như những đường thẳng song song với nhau.
- Cực đại khí áp: (xoáy nghịch) hoặc vùng áp suất tăng bao trùm bởi một hệ thống đường đẳng áp đóng kín, sắp xếp một cách đồng tâm xung quanh một điểm trung tâm, ở đó có áp suất cao nhất.

Càng đi xa trung tâm của cực đại khí áp về phía rìa của nó áp suất giảm dần.

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Lưỡi trục áp cao. Kiểu phân bố áp suất này được đặc trưng bằng những đường đẳng áp không đóng kín, thường kéo dài dưới dạng những cái lưỡi và đường nọ bao hàm đường kia. Áp suất lớn nhất nằm dọc theo đường giữa gọi là trục của lưỡi. Ở hai phía của trục áp suất giảm.

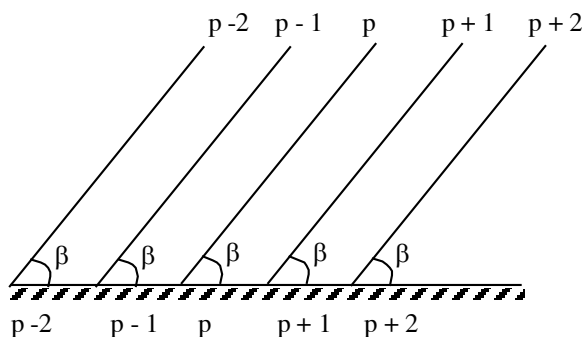
- Cực tiểu khí áp (xoáy thuận) hoặc vùng áp suất giảm là một hệ thống đường đẳng áp đóng kín có áp suất nhỏ nhất ở tâm. Khi đi từ trung tâm của cực tiểu ra ngoài rìa áp suất tăng lên.

- Rãnh khí áp là những đường đẳng áp không đóng kín thường kéo dài thành hình những cái lưỡi. Dọc theo đường giữa của trục rãnh, áp suất có giá trị nhỏ nhất. Ở hai phía của đường này, áp suất tăng lên.

- Yên khí áp: Kiểu phân bố áp suất này được quan sát thấy ở vùng giữa hai cực đại và hai cực tiểu khí áp nằm chéo chữ thập. Điểm giữa của trường khí áp đó gọi là điểm trung tâm. Ở hai phía của điểm đó theo hướng các cực đại khí áp tăng, nhưng theo hướng tới các cực tiểu khí áp giảm.

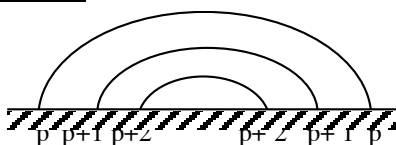
Mặt cắt thẳng đứng của các mặt đẳng áp đối với những đường đẳng áp thẳng cực đại và cực tiểu khí áp.

Tương ứng với những đường đẳng áp thẳng trên mặt đất, trong không gian có những mặt đẳng áp dưới dạng những mặt phẳng song song nghiêng trên mặt đất một góc nào đó β .



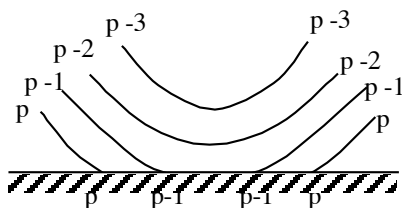
Hình 7.4

Cực đại khí áp được đặc trưng bằng một hệ thống mặt đẳng áp cong, quay những mặt lồi của chúng lên trên.



Hình 7.5

Còn ở cực tiểu khí áp, các mặt đẳng áp quay mặt lõm xuống đất



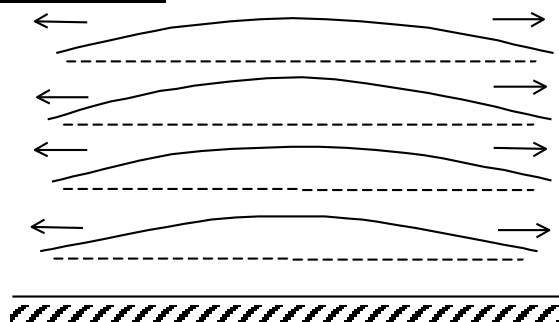
Hình 7.6

7.2.3. Hoàn lưu nhiệt của không khí

Sự phân bố không đều của khí áp trên mặt đất được gây ra bởi tác dụng tổng hợp của những nguyên nhân nhiệt và động lực.

Xem xét trường hợp khí áp bị biến đổi dưới ảnh hưởng của sự nóng lên hoặc sự lạnh đi ở địa phương.

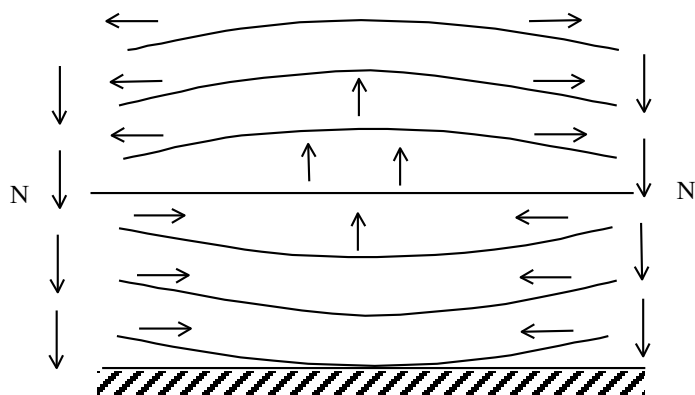
Giả sử nhiệt độ và áp suất bằng nhau trên một mặt phẳng không gian rất rộng dọc trên mặt đất và ở tất cả các mực trong khí quyển. Giả định ở phần giữa do sự chiếu nắng (hoặc nguyên nhân khác), không khí trong khí quyển nóng lên tại chỗ. Như vậy trong không khí nóng thì áp suất giảm theo độ cao chậm hơn so với trong không khí lạnh và bậc khí áp thẳng đứng lớn lên (do không khí nóng). Khoảng cách giữa các mặt đẳng áp cũng lớn lên. Tất cả các mặt đẳng áp ở bên trên cũng bị hun nóng đều được nâng lên và chúng đều được cong về phía trên. Các mặt đẳng áp sẽ uốn cong nhiều nhất ở những lớp trên cao của khí quyển, trong khi đó ở riêng trên mặt đất mặt đẳng áp vẫn không biến dạng.



Hình 7.7

Do sự biến dạng của các đường đẳng áp nên ở tất cả các mực trên cao trong khí quyển bên trên cũng bị hun nóng, áp suất tăng lên. Hình thành sự phân bố không đều của áp suất ở những mực trên cao, không khí bắt đầu chuyển động từ nơi áp suất cao tới nơi áp suất thấp và những dòng không khí xuất hiện làm cho các khối không khí toả từ trung tâm của vùng ra ngoài rìa làm cho áp suất trên mặt đất thay đổi. Ở trung tâm của vùng, áp suất giảm, còn ở ngoài rìa, áp suất tăng.

Như vậy, các mặt đẳng áp ở những lớp bên dưới của khí quyển cong xuống dưới và những dòng không khí ở những lớp bên dưới thay đổi hướng của chúng chuyển động từ ngoài rìa vào trung tâm. Ở một độ cao nào đó mặt đẳng áp gần như hoàn toàn phẳng, không biến dạng. Tất cả các mặt đẳng áp nằm cao hơn vẫn cong lên trên (chỉ ít dốc hơn thôi và những dòng không khí ở đây vẫn sẽ hướng từ trung tâm ra ngoài rìa như trước).

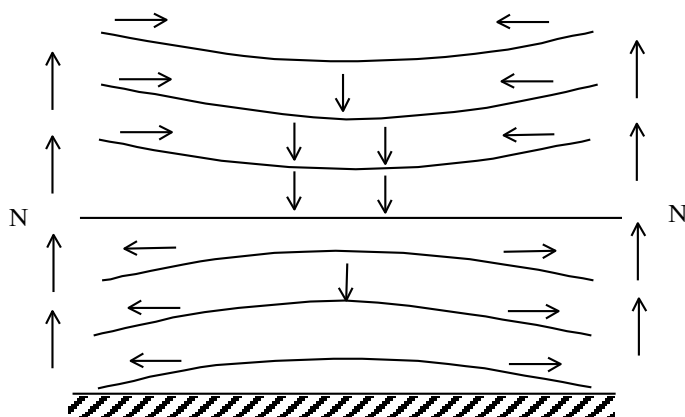


Hình 7.8

Giáo trình Vật lý khí quyển

Không khí chảy dồn từ ngoài rìa vào trung tâm ở phía dưới được bù lại bằng những dòng đi xuống trong khí quyển ở ngoài rìa bờ cùng vùng, còn ở trung tâm của vùng thì ngược lại những dòng không khí nóng đi lên sẽ chiếm ưu thế $\Rightarrow$ hoàn lưu đóng kín theo mô hình. ($\uparrow \rightarrow \downarrow \leftarrow$)

Tương tự như vậy đối với vùng trung tâm bị lạnh đi và tạo ra một hoàn lưu kín ngược chiều. ($\downarrow \leftarrow \uparrow \rightarrow$)



Hình 7.9

7.2.4. Bản đồ hình thể khí áp

Để có được khái niệm đầy đủ và cụ thể về các dòng không khí trong khí quyển tự do, cần biết tính chất của trường khí áp ở những mực khác nhau.

Ngoài bản đồ đường đẳng áp mặt đất còn có những bản đồ đẳng áp ở những độ cao khác nhau. Ví dụ độ cao 1, 3, 5 km khi đó các đường đẳng áp trên bản đồ sẽ là những giao tuyến của các mặt đẳng áp với các mặt thẳng bằng 1, 3, 5km và để thuận tiện hơn người ta thay bằng các mặt 850, 700mb, 500mb.

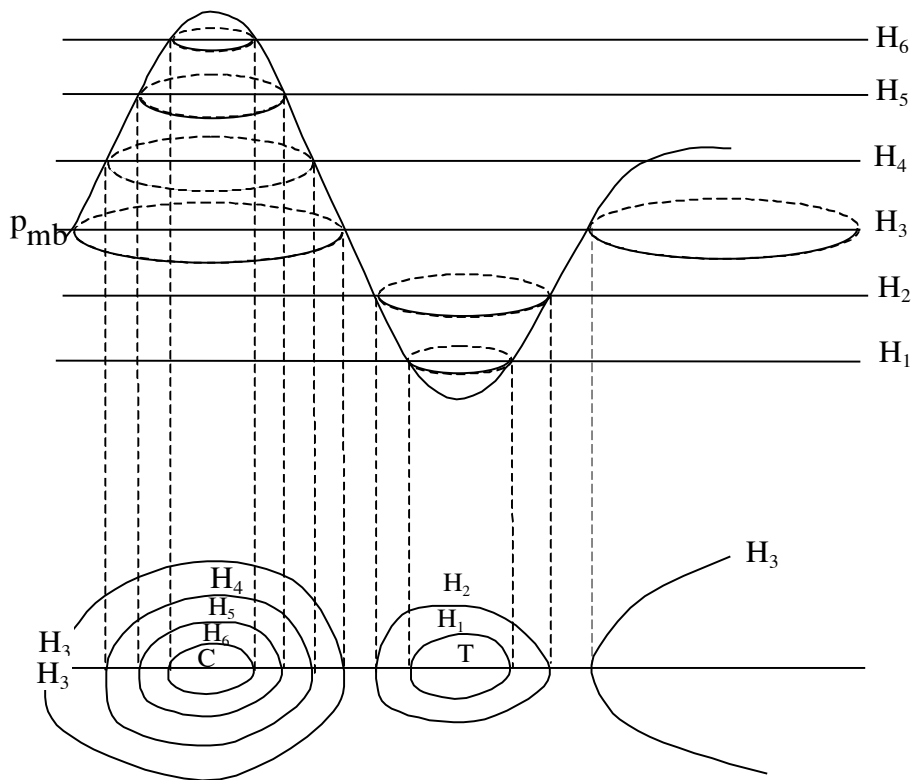
Vị trí trong không gian mỗi điểm trên mặt đẳng áp được xác định bởi độ cao của nó trên mặt biển.

Giả sử trên bản đồ hình thể tổng quát của mặt đẳng áp cho sẵn, biểu diễn một hệ thống đường đẳng cao những đường có độ cao bằng nhau (tương tự như địa thế của mặt đất trên các bản đồ

Giáo trình Vật lý khí quyển

hình thể cũng được biểu diễn bằng các đường đẳng cao - các đường nằm ngang).

Những bản đồ mà trên đó biểu diễn các đường đẳng cao hình thể của mặt đẳng áp xác định, được gọi là bản đồ hình thể khí áp. Những đường đẳng cao riêng biệt trên các bản đồ đó là những giao tuyến của mặt đẳng áp cho sẵn với các mặt thẳng bằng vạch ở những độ cao khác nhau.



Hình 7.10: Hình cắt (ở trên) và bản đồ hình thể (ở dưới) của mặt P_{mb}

Giả sử hình cắt thẳng đứng của khí quyển có trình bày vị trí của một mặt đẳng áp P_{mb} và một loạt các mặt thẳng bằng $H_1, H_2, H_3, H_4, H_5, H_6$ cắt mặt đẳng áp p cho sẵn. Những giao tuyến giữa mặt H_1 với mặt p là những đường đẳng cao. Đơn vị của các đường đẳng cao trên mặt P_{mb} (ở dưới) được biểu diễn bằng mét động lực.

Hình trên ở mặt p_{mb} (Đơn vị đo thế vị của trọng lực).

Giáo trình Vật lý khí quyển

* Thế vi của trọng lực (hoặc địa thế vi) H ở độ cao Z bằng công nâng 1 đơn vị khối lượng lên độ cao cho sẵn (z).

Nếu lấy đơn vị của H là mét động lực và chiều cao Z là mét thì

$$H(\text{mđđ}) = \frac{gz}{10} = 0,98z \Rightarrow \text{mét động lực} \approx \text{mét}.$$

- Những mặt có địa thế vi bằng nhau ($H = \text{const}$) gọi là mặt thẳng bằng.

- Mặt biển là mặt thẳng bằng có $H = 0$. Các mặt thẳng bằng khác sẽ không song song với mặt đất (tức mặt biển). Trên xích đạo sẽ cao hơn so với ở cực.

- Giá trị của các đường đẳng cao trên các bản đồ được biểu diễn bằng mét động lực. Các bản đồ thường dùng là mặt biển, 850, 700, 500mb.

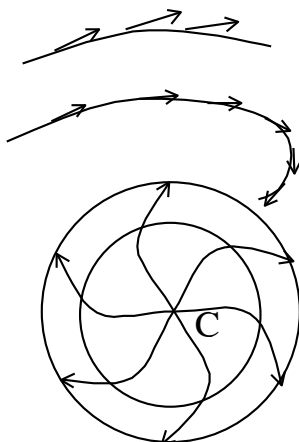
7.2.5. Trường các dòng không khí

Biểu diễn trường các dòng không khí bằng những đường dòng.

- Đường dòng là một đường mà ở tất cả các điểm của nó các tiếp tuyến đều trùng với hướng gió tại thời điểm đó.

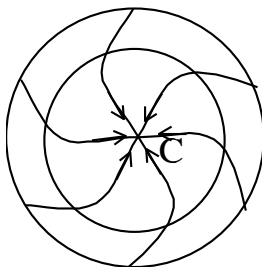
- Các đường dòng cho thấy cụ thể sự biến thiên liên tục của hướng của các dòng không khí trên mặt phẳng hoặc trong không gian.

- Tính chất các đường dòng phụ thuộc vào hình dạng của đường đẳng áp.



Hình 7.11: Đường dòng trong xoáy nghịch (cực đại khí áp)

- Các đường đẳng áp thẳng, các đường dòng cũng là các đường thẳng song song.
- Trong cực đại khí áp các đường dòng là các đường phân kỳ từ trung tâm của cực đại và uốn cong thành hình xoắn ốc theo chiều kim đồng hồ (ở Bắc bán cầu).



Hình 7.12: Đường dòng trong xoáy thuận (cực tiểu khí áp)

- Trong cực tiểu khí áp, các đường dòng là đường xoắn và ngược chiều kim đồng hồ (ở Nam bán cầu) và hội tụ vào trung tâm của cực tiểu.
- Giả sử các thành phần vận tốc gió là $u(x,y,t_0)$ và $v(x,y,t_0)$ theo trục x, y . Khi đó hàm số $\psi(x,y,t)$ được biểu diễn:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial x} &= u(x, y, t_0) \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} &= v(x, y, t_0) \end{aligned} \right\} \quad (7.1)$$

Hàm số ψ gọi là hàm dòng

- Phương trình đường dòng được viết dưới dạng:

$$\frac{dx}{u(x, y, t_0)} = \frac{dy}{v(x, y, t_0)} \text{ hoặc } \psi = \text{const} \quad (7.2)$$

Ở đâu mà các đường dòng sát gần nhau, vận tốc gió tăng và ngược lại.

Đường dòng khác với quỹ đạo của các hạt không khí riêng.

Tiếp tuyến của quỹ đạo chỉ ra hướng của chuyển động vào thời điểm mà hạt không khí đi qua điểm chạm. Quỹ đạo khác đường dòng ở chỗ là trong thời gian chuyển động của hạt, hướng gió thay đổi. Nếu trường gió là dừng thì quỹ đạo trùng với đường dòng.

$$\frac{dx}{dt} = u(x, y, t); \frac{dy}{dt} = v(x, y, t) \quad (7.3)$$

Phương trình đường quỹ đạo

Độ cong của quỹ đạo K_T và của đường dòng K_d liên hệ với nhau bởi biểu thức: (từ $K_T = \frac{d\varphi}{ds}$ thay đổi hướng gió φ khi chuyển dịch hạt không khí một đoạn đường ds)

$$\frac{d\varphi}{ds} = \frac{d\varphi}{dt} \times \frac{dt}{ds} \quad (7.4)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$\frac{d\varphi}{dt}$ được triển khai qua đạo hàm riêng.

với v : Vận tốc gió $\left(\frac{ds}{dt} = v\right)$

$$K_T = \frac{1}{v} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} + v \frac{\partial \varphi}{\partial s} + w \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = K_d + \frac{1}{v} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} w \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) \quad (7.5)$$

Vì độ cong đường dòng $K_d = \frac{\partial \varphi}{\partial s}$ là sự thay đổi hướng gió φ dọc theo đường dòng s , tại thời điểm $t = t_1$; $\frac{\partial \varphi}{\partial t}$ là tốc độ gió địa phương quay theo thời gian.

Trên bản đồ đường dòng ở mặt đất thì thấy:

- Nếu các đường dòng gần sát nhau gọi là đường hội tụ, hoặc "convergence (độ hội tụ)" phương ngang (liên quan với front)
- Tương tự nếu cách xa thì là đường phân kỳ, hoặc "divergence (sự bất đồng, khác nhau)"
- Sự hội tụ của các đường dòng thường làm xuất hiện những dòng đi lên ở khu vực hội tụ. Còn sự phân kỳ làm cho các khối không khí tụt (hạ) xuống trên khu vực phân kỳ.

Giải thích thông qua phương trình liên tục.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (7.6)$$

$$\text{hoặc } \frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{v} = 0;$$

Trong đó:

ρ : Tỷ trọng không khí

u, v, w : Các thành phần tốc độ gió theo x, y, z phụ thuộc vào x, y, z, t

Giáo trình Vật lý khí quyển

Thông thường $\frac{\partial \rho}{\partial x} = \frac{\partial \rho}{\partial y} = 0$ và $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ thì (7.6) tương đương:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \text{div} V = 0 \quad (7.7)$$

hoặc

$$\Rightarrow \text{div}_n V = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} \quad (7.8)$$

$\text{div}_n V$ (divergence theo phương ngang thành phần bình lưu không khí)

$$\text{div}_n V < 0, \text{ Hội tụ} \Rightarrow \frac{\partial w}{\partial z} > 0 \uparrow$$

$$\text{div}_n V > 0, \text{ Phân kỳ} \Rightarrow \frac{\partial w}{\partial z} < 0 \downarrow$$

Giả sử trong không khí có một vòng cung khép kín nào đó S , cấu tạo gồm các hạt khí (thay đổi theo thời gian) thì

$\text{Div}_n S$ sẽ bằng tốc độ tương đối của sự tăng hình chiếu S_n của vòng cung trên bề mặt phương ngang.

$$\text{Div}_n V = \frac{1}{S_n} \times \frac{dS_n}{dt} \quad (7.9)$$

Như vậy, hội tụ của các dòng ($\text{div}_n V < 0$); $\frac{dS_n}{dt} < 0$ (vòng cung nhỏ đi) và tăng độ xoắn xoáy thuận.

Theo phương trình xoáy ta có :

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} + w \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} = -(\Omega_z + l) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - u \frac{dl}{dx} + \\ + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \times \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \times \frac{\partial p}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \times \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \times \frac{\partial u}{\partial z} \right) + Q \end{aligned} \quad (7.10)$$

Q: Được xác định bằng sự khác nhau phương ngang của lực ma sát.

Thành phần đầu tiên: $-\xi \text{div}_n \mathbf{V}$, hội tụ ($\text{div}_n \mathbf{V} < 0$) $\Rightarrow$ tăng xoắn Ω và ngược lại phân kỳ ($\text{div}_n \mathbf{V} > 0$) $\Rightarrow$ giảm xoắn Ω .

Thành phần thứ 2: $\left(-u \frac{\partial l}{\partial x} \right)$ đặc trưng tăng xoắn trong dòng chuyển động về phía Nam. Còn trong dòng Nam (hướng ra Bắc) $\Rightarrow$ phát triển xoáy nghịch.

Thành phần thứ 3: Đặc trưng vai trò (tà áp) baroclin phương ngang của khí quyển hay "tỷ trọng" của "Xô lê nôi ít".

$$\Leftrightarrow \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\rho} \right) = -\frac{1}{\rho^2} \times \frac{\partial \rho}{\partial x} \text{ và}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\rho} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{R_{kk} T}{p} \right) = \frac{1}{\rho T} \times \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{1}{\rho p} \times \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = -l \rho u_g; \quad \frac{\partial p}{\partial x} = l \rho v_g \Rightarrow u_g, v_g \text{ thành phần gió địa chuyển.}$$

$$\Rightarrow \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \times \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \times \frac{\partial p}{\partial x} \right) =$$

$$= \frac{l}{T} \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho p} \times \frac{\partial p}{\partial x} \times \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{l \rho v_g}{\rho T} \times \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{1}{\rho p} \times \frac{\partial p}{\partial x} \times \frac{\partial p}{\partial y} = \quad (7.11)$$

$$= \frac{l}{T} \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

Khi $u_g > 0$, $\frac{\partial T}{\partial x} < 0$ không khí thổi từ vùng ấm vào vùng lạnh $\Rightarrow$ xảy ra sự bình lưu ấm. Giá trị $\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y}\right)$ được lấy ngược dấu của bình lưu ấm. Khi giá trị $\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y}\right) > 0$, có nghĩa là bình lưu lạnh làm tăng xoắn xoáy thuận, $\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y}\right) = 0$, dọc đường dòng, nhiệt độ bằng nhau.

7.2.6. Đặc trưng của gió

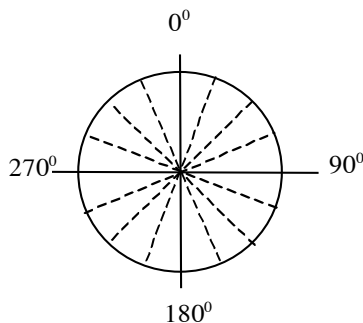
Gió địa phương gọi là dòng không khí kéo dài theo phương ngang và phương đứng không lớn (khoảng hàng chục km), tạo ra bởi những đặc biệt của bề mặt như sự nóng lên không đều ở những vùng khác nhau của bề mặt (đất liền, biển) hoặc độ gồ ghề địa hình, như là nguyên nhân của sự không đồng nhất trong trường nhiệt và gió. Đó là hiện tượng cỡ Mê Zô của khí quyển - gọi là hiện tượng thuộc phạm vi C.

Gió được đặc trưng bởi tốc độ và hướng chuyển động của không khí. Đơn vị m/s, km/h: $1\text{m/s} = 3,6\text{km/h}$; $1\text{km/h} = 0,278\text{m/s}$

Hướng gió là từ điểm chân trời mà từ đó gió thổi tới.

Tính góc là từ $0^0 - 360^0$ độ phương vị, góc giữa kinh tuyến và véc tơ gió. Bắc (N) là 0 . Tính tiếp theo chiều kim đồng hồ, tiến về phía Đông (có thể chia 16 phần):

(Bắc, Bắc Đông Bắc, Đông Bắc, Đông Đông Bắc, Đông, Đông Đông Nam, Đông Nam, Nam Đông Nam, Nam, Nam Tây Nam, Tây Nam, Tây Tây Nam, Tây, Tây Tây Bắc, Tây Bắc, Bắc Tây Bắc).



Biến trình ngày và năm của tốc độ và hướng gió: Tốc độ và hướng gió cùng thay đổi theo ngày, tháng và năm.

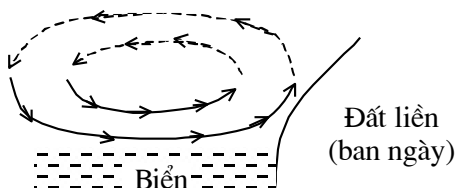
7.2.7. Gió Bridơ, gió núi, thung lũng địa phương

Gió Bridơ (gió đất - biển):

- Gió Bridơ là những gió quan sát thấy vào lúc trời quang ở bờ biển và ở vùng chứa nước lớn khác, ban ngày thổi từ biển vào đất liền và ban đêm thổi từ đất liền ra biển.

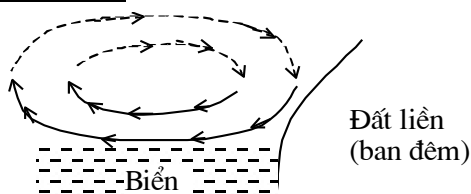
- Gió Bridơ biển tức là gió thổi từ biển vào, bắt đầu thổi một thời gian sau lúc mặt trời mọc. Nó dần dần mạnh lên, đạt đến cực đại vào những giờ quá trưa. Tới lúc mặt trời lặn gió Bridơ biển yếu đi và thay thế bằng gió Bridơ bờ, thổi từ đất liền ra biển được duy trì suốt đêm tới lúc mặt trời mọc.

- Nguyên nhân gây ra là có sự chênh lệch giữa nhiệt độ không khí trên đất liền và biển, nhờ đó mà xuất hiện một hoàn lưu nhiệt thẳng đứng ở dải bờ biển. Ban ngày đất nóng hơn biển và theo quy luật về hoàn lưu nhiệt, ở lớp khí quyển sát đất xuất hiện dòng không khí từ biển vào, còn trên cao dòng chảy ngược.



- Ban đêm ngược lại

Giáo trình Vật lý khí quyển



- Càng xa biển và đất liền, gió Brider yếu đi.

Gió núi - thung lũng:

- Ban ngày các sườn núi do được chiếu nóng lên nhiều, không khí ở sát cùng nóng lên bắt đầu bốc lên theo các sườn núi - gió thung lũng xuất hiện (thổi về mùa hạ khoảng từ 9^h sáng tới mặt trời lặn).

- Ban đêm do các sườn núi bức xạ đi nên không khí lạnh do đó nó chảy xuống thung lũng - gió núi (thổi xuống thung lũng).

Gió phơn và gió Bora:

- Gió phơn là thứ gió khô nóng và thổi từ trên xuống dưới theo các sườn núi. Nó xuất hiện khi các đường đẳng áp cắt qua dãy núi. Luồng không khí tương đối nóng chảy dọc theo đường đẳng áp qua núi và tụt xuống ở những sườn núi khuất gió.

- Gió Bora là tên loại gió tố lạnh, mạnh như bão, quan sát thấy ở phía khuất gió của những đèo thấp khi có những khối không khí lạnh di chuyển vuông góc với các dãy núi tràn qua chúng (thường có front lạnh tiến lại gần dãy núi) khi gặp dãy núi giữ lại, tích tụ và tăng bề dày thẳng đứng tràn mãnh liệt qua đèo - hiện tượng gió Bora xảy ra.

7.2.8. Lớp biên và sự thay đổi gió theo độ cao

Lớp biên là lớp dưới của tầng đối lưu mà trong đó có dòng phương đứng (đối lưu) rất lớn như là dòng nhiệt, hơi nước, chuyển động từ bề mặt trái đất. Các dòng có thể rất nhanh và mạnh làm thay đổi tính chất của lớp này. Độ cao của lớp biên từ 1,5- 2km nơi đây xảy ra nhiều hoạt động của con người.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Lớp dưới cùng là lớp sát mặt đất có dòng rối trong lớp sát mặt đất hầu như không thay đổi theo độ cao và ảnh hưởng của lực Côri ôlít không lớn.

Ở trên của lớp biên được giới hạn bằng lớp rất ổn định, ở đó vận chuyển rối phương đứng đã không lớn nữa.

Trong lớp dưới của tầng đối lưu có lớp Ecman, trong đó có sự thay đổi tốc độ và hướng gió theo độ cao rất lớn. Lớp Ecman gồm phần của lớp biên hoặc chiếm cả và trùng với lớp biên. Từ phương trình chuyển động: Giả sử hệ số nhớt hoặc rối k không đổi; $\frac{\partial p}{\partial y} = \text{const}$ và hướng theo trục y ; $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$ chuyển động không gia tốc và $w = 0 \Rightarrow$

$$\left. \begin{aligned} -2\omega v \sin \varphi + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} &= \frac{1}{\rho} x \frac{\partial p}{\partial y} \\ -2\omega v \sin \varphi + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} &= \frac{1}{\rho} \times \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (7.12)$$

Nhân phương trình thứ 2 của (7.12) $\times i$ và đặt $s = u + iv$

$$\Rightarrow \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} - \frac{i.l}{k} s = \frac{i}{\rho k} \times \frac{\partial p}{\partial y} \quad (7.13)$$

Nghiệm của phương trình (7.13) là

$$s = -\frac{1}{1\rho} \times \frac{\partial p}{\partial y} + C_1 e^{\lambda_1 z} + C_2 e^{\lambda_2 z} \quad (7.14)$$

Thành phần đầu tiên của (7.14) bên phải là tốc độ gió địa chuyển u_g và λ_1 và λ_2 là nghiệm của phương trình đặc trưng:

$$\lambda_1 = (1+i)\sqrt{\frac{l}{2k}} ; \lambda_2 = -(1+i)\sqrt{\frac{l}{2k}} \quad (7.15)$$

Theo (7.14) thì $C_1 = 0$, vì nếu không thì tốc độ s sẽ không có giới hạn (tăng vô cùng) với độ cao.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Điều kiện biên là ở bề mặt trái đất $s = 0$, ta tìm được:

$$C_2 = \frac{1}{l\rho} x \frac{\partial p}{\partial y} \text{ và cuối cùng tách phần thực và phần ảo ra ta}$$

được, (nếu coi $\lambda = \sqrt{\frac{l}{2k}}$)

$$\left. \begin{aligned} u &= u_g (1 - e^{-\lambda z} \cos \lambda z) \\ v &= u_g (e^{-\lambda z}) \sin \lambda z \end{aligned} \right\} \quad (7.16)$$

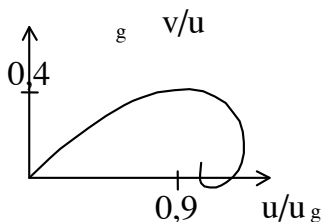
Như vậy gió tạo thành góc φ với trục x , nghĩa là tạo với hướng của gió địa chuyển góc φ là:

$$\alpha = \operatorname{arctg} \frac{e^{-\lambda z} \sin \lambda z}{1 - e^{-\lambda z} \cos \lambda z} \quad (7.17)$$

$$\text{Khi } Z \rightarrow 0 \Rightarrow (\lim \alpha)|_{z=0} = \operatorname{arctg} 1 = \frac{\pi}{4} \quad (7.18)$$

Nghĩa là khi $Z = 0$, gió lệch 1 góc 45° so với đẳng áp và hướng về phía áp suất giảm (bên trái ở Bắc bán cầu).

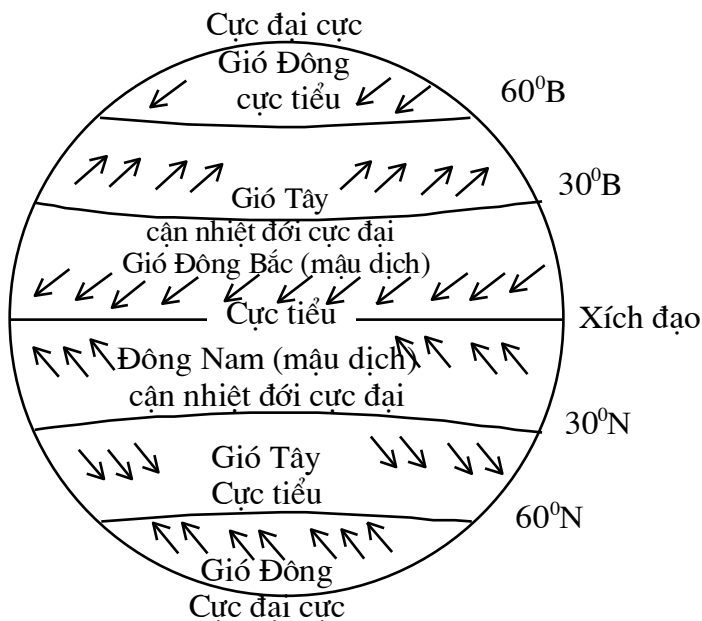
Theo công thức (7.16) lập véc tơ tốc độ đối với độ cao Z khác nhau ta được đường cong gọi là đườn xoắn ốc Ecmán.



7.3. Các loại hoàn lưu

7.3.1. Hoàn lưu nhiệt đới

Hoàn lưu nhiệt đới bao quát toàn bộ hơn 30% bề mặt trái đất và tạo ra một chế độ động nhiệt lớn chuyển nhiệt thành động năng. Ở trên mỗi bán cầu nó bao gồm vùng áp suất cao - (xoáy nghịch động lực và các chuyển động giáng) lập nên dòng gió Mậu dịch hướng Đông Bắc (NE), Bắc (N) hoặc Đông Nam (SE), vùng hội tụ nhiệt đới (ITCZ) và các chuyển động thăng và cuối cùng các dòng phân kỳ từ ITCZ ở phần trên tầng đối lưu (trước kia gọi là đối (phản) gió Mậu dịch (anti) kết nối hoàn lưu kinh tuyến được gọi là hoàn lưu "Hadley".

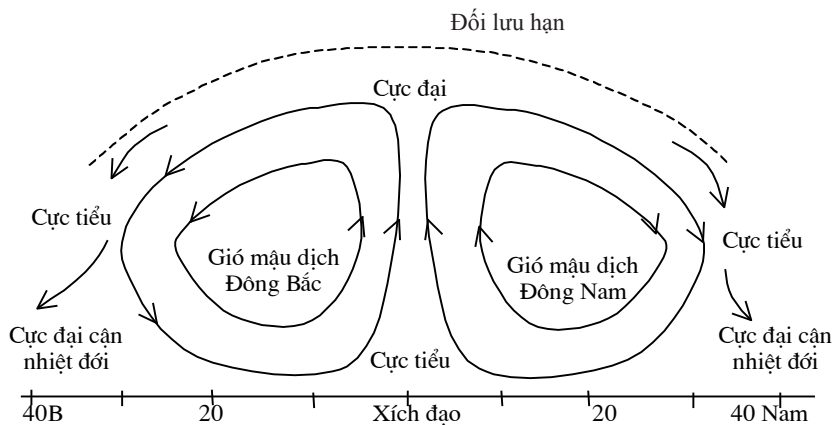


Hoàn lưu Hadley

Ở các lớp dưới của khí quyển, dọc theo "xích đạo nhiệt", áp suất giảm gây ra đối lưu (convection) dẫn đến sự thăng của không khí. Ở cận nhiệt đới, không khí tụt xuống tạo ra vùng áp suất tăng. Kết quả là tạo ra gradient kinh tuyến của áp suất.

Giáo trình Vật lý khí quyển

Gió (được gây ra) bị lệch về phía Tây do lực Côriôlít tạo ra hệ thống gió Mậu dịch ổn định: Đông Bắc ở Bắc bán cầu và Đông Nam ở Nam bán cầu.



Hoàn lưu Hadley theo hai hướng xích đạo

Hoàn lưu Walker

Trong năm 20, nhà bác học người Anh Sir Gilbert Walker khi nghiên cứu nhằm dự báo gió mùa Châu Á đã phát hiện ra sự chênh lệch áp giữa Đông và Tây của Thái Bình Dương (TBD) như chiếc "cầu bập bênh" áp suất bên này cao, bên kia thấp và ngược lại, ông đặt ra thành phần của dao động Nam và ông liên hệ với sự thay đổi phân bố mưa ở nhiệt đới.

Mãi đến năm 1966, Giáo sư trẻ Jacob Bierknes (Na Uy) khám phá ra về sự nóng lên của nước bề mặt của hiện tượng El Nino và "cân bập bênh áp" của dao động Nam của Walker.

Như vậy, hoàn lưu Walker mang tên Sir Gilbert Walker. Dọc theo xích đạo của Thái Bình Dương, gió mậu dịch (tín phong) là thành phần dưới của hoàn lưu Walker. Thông thường, gió mậu dịch mang không khí nóng ẩm đến khu vực Indonexia. Tại đây, chuyển động trên biển thường là rất ẩm, không khí ẩm đi lên những độ cao hơn của khí quyển. Sau đó dòng không khí vận chuyển về hướng Đông trước khi hạ xuống ở Đông Thái Bình Dương. Không khí đi lên thường liên quan với vùng áp suất (không khí) thấp, kèm theo các đám mây vũ-tích (Cb) cao vút và mưa. Áp suất cao và điều kiện khô cùng với dòng không khí đi xuống. Sự

Giáo trình Vật lý khí quyển

dao động mạnh trong hình dạng và cường độ của hoàn lưu Walker từ năm này sang năm khác.

Chỉ số dao động Nam (SOI) cho chúng ta một lượng đo đơn giản về cường độ và pha của dao động Nam và chỉ ra tình trạng của hoàn lưu Walker (chênh lệch áp giữa Tahiti và Darwin):

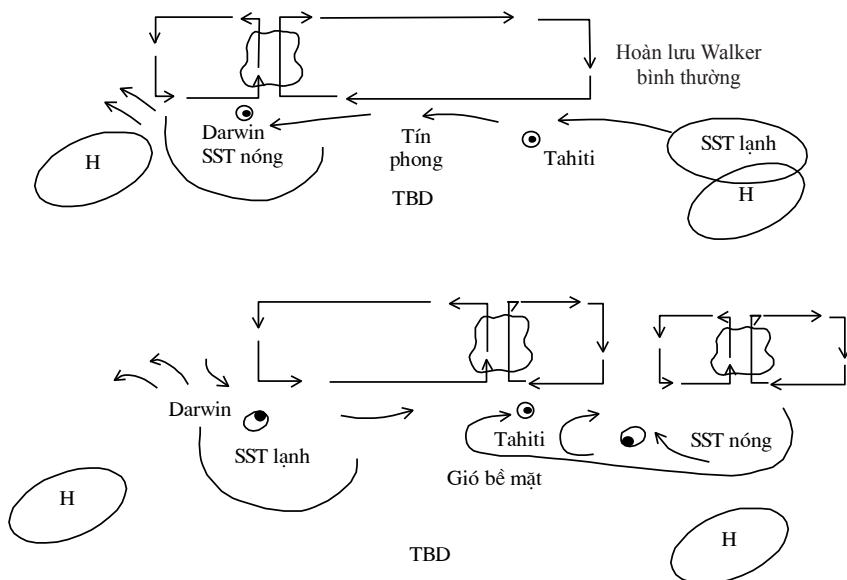
$$SOI = \frac{\Delta P_T - \Delta P_D}{\sigma_{\Delta P_{T,D}}} \times 10 \quad (7.19)$$

Bình thường hoàn lưu Walker chuẩn có SOI gần với 0 (dao động Nam gần với trung bình nhiều năm).

Khi SOI dương mạnh (dao động Nam ở cực trị của một bên) liên quan với La Nina. Khi SOI âm mạnh (dao động Nam cực trị bên khác) liên quan tới El Nino.

Giá trị dương của SOI là liên quan với tín phong TBD mạnh và nhiệt độ biển ấm ở Bắc Úc.

Trong khi xuất hiện El Nino (SOI âm, hoàn lưu Walker yếu, biển quanh Úc lạnh và tín phong bị giảm (yếu đi) được cấp ít ẩm ở khu vực Úc /Á gây khô hạn phía Tây TBD.



Hoàn lưu Walker bị phá vỡ do El Nino

7.3.2. Hoàn lưu gió mùa

Với sự thay đổi theo mùa về phân bố khí áp liên quan là gió mùa - là gió thay đổi hướng từ mùa này đến mùa khác. (Nghĩa là do sự nóng lên không đều giữa đất và biển và hiệu quả chênh lệch áp suất xuất hiện giữa đất và biển). Nguyên nhân xuất hiện về cơ bản giống với gió Bريدو ở bờ và biển, tuy nhiên gió mùa là tương tác biển lục địa có phạm vi không gian, thời gian rất lớn và tương tác với gió của phần trên tầng đối lưu. Các khu vực xuất hiện gió mùa là: Lục địa Ấn Độ và vùng biển Ấn Độ, vùng bờ biển phía Tây Châu Phi, Biển Đông và Bắc Úc. Hoàn lưu gió mùa 3 khu vực chính là gió mùa Châu Á - Úc (phương dọc) và gió mùa Châu Phi (phương ngang) và gió mùa Châu Mỹ.

Các hoàn lưu khác:

- Các xoáy thuận và xoáy nghịch.
- Các đới gió Tây, các dòng chảy xiết.
- Dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ), vùng áp thấp nhiệt.
- Các sóng hành tinh: Sóng Đông, sóng Rossby, Kelvin.

7.3.3. Hoàn lưu vĩ độ trung

Gió Tây: Gió Tây hoạt động phần lớn của tầng đối lưu và phần dưới tầng bình lưu vĩ độ trung- đó là gió nhiệt được gây ra bởi sự giảm nhiệt về phía cực.

Vận chuyển Tây được đặc trưng bởi chỉ số hoàn lưu α là tỷ số giữa vận tốc trung bình của vận chuyển với vận tốc quay của trái đất $\omega \cos \varphi$ (phần nghìn)

Phân làm 2 loại chỉ số hoàn lưu vĩ hướng I_z và chỉ số hoàn lưu kinh hướng I_M .

$$I_z = \frac{\overline{P(\varphi_2) - P(\varphi_1)}}{\varphi_2 - \varphi_1} = \frac{\overline{\Delta p}}{\varphi_2 - \varphi_1} \quad (7.20)$$

(1mb/1⁰xích đạo), 1 xích đạo = 111km, φ là vĩ độ.

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$I_M = \frac{P(\lambda_2) - P(\lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi} \quad (7.21)$$

$$\alpha = \frac{v_g}{\omega r \cos \varphi} \quad (7.22)$$

α : chỉ số hoàn lưu

Khi α lớn thì dòng Tây lớn- dòng chảy kinh hướng yếu và khi α bé thì xuất hiện hướng kinh hướng của dòng chảy.

Sóng dài: Giả sử trong dòng Tây với tốc độ $\overline{v}$ xuất hiện nhiễu động nhỏ với thành phần u' , v' , nếu $w = 0$, $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$ và (Barotrop) chính áp:

$$\left(\frac{\partial \rho}{\partial x} x \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} x \frac{\partial p}{\partial x} \right) = 0 \text{ thì phương trình bảo}$$

toàn xoáy có dạng:

$$\left(\frac{\Delta}{\Delta t} (\Omega_z + l) = (\Omega_z + l) \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \beta u = 0 \quad (7.23)$$

$\beta = \frac{\partial l}{\partial x}$, Nếu $u = u'$, $v = v' + \overline{v}$ và bỏ qua tích các giá trị nhỏ $u'v'$ và u'^2 thì có

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \overline{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y} \right) + \beta u' = 0 \quad (7.24)$$

Ký hiệu: ψ là hàm đường dòng của nhiễu động sao cho

$$u' = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \text{ và } v' = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \text{ được:}$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) - \beta \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (7.25)$$

$\Rightarrow$ Nghiệm ψ :

$$\psi = B \cos \left[\frac{2\pi}{L} (y - ct) \right] \cos \left(\frac{2\pi}{d} x \right) \quad (7.26)$$

B: Biên độ

L: Độ dài sóng

c: Vận tốc pha của chuyển động dọc đường song song (vĩ tuyến)

d: Độ rộng của đai dao động

Thay nghiệm vào phương trình :

$$\Rightarrow c = \bar{v} + \frac{\beta}{4\pi^2} x \frac{d^2 L^2}{L^2 + d^2} \quad (7.27)$$

Vì $b < 0 \Rightarrow c < \bar{v}$ (vận tốc pha luôn nhỏ hơn vận tốc của dòng Tây $\bar{v}$)

Khi $c = 0$,

$$L = \left(-\frac{\beta}{4\pi^2 \bar{v}} - \frac{1}{d_2} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (7.28)$$

Ở trên vòng cung vĩ độ φ , thì số bước sóng k là:

$$k = \frac{2r \cos \varphi}{L} \quad (7.29)$$

($L = 5000 \div 7000\text{km}$, $k = 1 \div 10$)

Từ (7.27), nếu $d \rightarrow \infty \Rightarrow$

Giáo trình Vật lý khí quyển

$$c = \bar{v} + \frac{\beta L^2}{4\pi^2} x \frac{1}{1 + \frac{L^2}{d^2}} = \bar{v} + \frac{\beta}{4\pi^2} L^2 \quad (7.30)$$

(Công thức của Rossbi K-G)

Khi vận tốc gió Tây cho trước thì chuyển động sóng càng bé, bước sóng càng dài (L lớn).

Đối với trường hợp các sóng dừng L_s (Stationary) $c = 0$ thì theo (7.30) $\Rightarrow$

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{v}}{|\beta|}} \quad (7.31)$$

Trong đó:

$$\beta = \frac{\partial l}{\partial x} = -\frac{2w \cos \varphi}{r_0} \quad (7.32)$$

(r_0 : Bán kính trái đất) gọi β là tham số Rossbi

Bảng 7.2: Bảng số liệu độ dài của sóng dừng (km), (L_s)

φ^0	$\bar{v}$ (m/s)				
	5	10	15	20	25
30	3150	4460	5640	6310	7050
45	3490	4940	6050	6980	7790
60	4140	5850	7180	8300	9260

Như vậy, theo (7.31)

$$\frac{\bar{v}}{L_s^2} = -\frac{\beta}{4\pi^2} \quad \text{Hay theo (7.30)}$$

$$c = \bar{v} \left(1 - \frac{L^2}{L_s^2} \right) \quad (7.33)$$

Từ đó cho thấy:

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Các sóng có độ dài nhỏ hơn L_s ($L < L_s$), thì chuyển động từ Tây sang Đông (vận tốc pha dương, $c > 0$). Còn các sóng mà bước sóng lớn hơn L_s ($L > L_s$) thì chuyển động sẽ từ Đông sang Tây ($c < 0$).

- Trường hợp các sóng càng dài càng có biên độ lớn và khi $L = L_s$ ($c = 0$) thì các sóng ít chuyển động có liên quan với hiện tượng gọi là "Blokking" (Vây hãm): Các chuyển động của lưỡi và rãnh ít chuyển động giữ (blok - kìm hãm) các chuyển động của các sóng ngắn, cũng như các xoáy thuận và xoáy nghịch mặt đất.

- Trường hợp xét trong phạm vi hạn chế $d \rightarrow d_H$ (ví dụ từ cực đến xích đạo $d \approx 10.000\text{km}$) $\Rightarrow$ Độ dài sóng dừng L_s' trong phạm vi hạn chế thì theo (7.27)

$$L_s' = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{v}}{|\beta|x \left(1 - \frac{4\pi^2 \bar{v}}{|\beta|d^2} \right)}} \quad (7.34)$$

($c = 0$) . Nghĩa là L_s' luôn luôn lớn hơn L_s và theo (4.34) thì sóng dừng phạm vi mặt cắt hạn chế chỉ có thể thực hiện được trong điều kiện:

$$d > 2\pi \sqrt{\frac{\bar{v}}{|\beta|}} \quad (7.35)$$

và theo (4.31) thì $d > L_s$

Bảng 7.3: Bảng tính đối với $d = 10.000\text{km}$ (từ cực đến xích đạo)

φ^0	$\bar{v}$ (m/s)					Độ dài sóng dừng L_s' phạm vi cực - xích đạo
	4	8	12	16	20	
30	2940	4350	5600	5600	8120	
45	3280	4820	4820	6440	9750	
60	4000	6160	6160	11100	14980	

Khi nghiệm phương trình sóng có dạng phức:

$$\eta = A \exp[i\sigma't - m'x - n'y] \quad (7.36)$$

Giáo trình Vật lý khí quyển

hoặc $\eta = A \exp(-rt + \alpha x + \beta y)[\cos(\sigma t - mx - ny) + i \sin(\sigma t - mx - ny)]$

Ở đây $\sigma' = \sigma + ir$; $m' = m + i\alpha$, $n' = n + i\beta$

- Khi $r = 0$, $\beta = n = 0$ thì gọi là sóng Sverdrup.

$$\text{Re } \eta = A \exp(\alpha x) \cos(\sigma t - mx) \quad (7.37)$$

(phần thực)

- Còn khi $r = 0$, $\alpha = n = 0$ thì gọi là Sóng Kelvin

$$\text{Re } \eta = A \exp(\beta y) \cos(\sigma t - mx) \quad (7.38)$$

Dòng chảy xiết :

- Trong tầng đối lưu và tầng thấp trong tầng bình lưu có xuất hiện các dòng chảy xiết gọi là dòng hẹp (bề dày từ 300 - 400km, có khi chỉ 40km) thường là dòng tây vận tốc lớn với độ dày phương đứng 2 - 4km, có khi đến 6 - 7km và chiều dài có khi hơn 10.000km. Dòng chảy xiết Đông thường hiếm thấy và yếu hơn.

Dòng chảy xiết xuất hiện trong vùng có sự dày đặc lớn của các đường đẳng thế vị - gradient $\frac{\partial p}{\partial n}$ và $\frac{\partial T}{\partial n}$ lớn, gần ranh giới của các dòng biển ấm và lạnh. Vận tốc của dòng chảy xiết khác với vận tốc địa chuyển. Trong vùng nó bị uốn cong cùng với sự xuất hiện của lực li tâm thì cần có:

$$l(v_g - v) = \frac{v^2}{r} \quad (7.39)$$

Biên độ của sóng dòng chảy xiết A_i lớn hơn biên độ A_s của đường dòng:

$$\frac{A_i}{A_s} = \frac{\bar{v}}{v - c} \approx \frac{4\pi^2 \bar{v}}{|\beta| L^2} \quad (7.40)$$

7.3.4. Hoàn lưu vùng cực

Hoàn lưu ở vùng cực có một loạt các đặc điểm:

Giáo trình Vật lý khí quyển

- Bắc cực: Vùng biển rộng được phủ từ 8 - 11 triệu km^2 bằng độ dày 3m và hơn, sự trao đổi nhiệt giữa nước và không khí khá mạnh.

- Nam cực: Có lục địa Nam cực rộng 13 triệu km^2 được bao phủ bằng lá chắn "băng trôi núi" có nơi có độ cao đến 4,0 – 4,2km trên mực nước biển.

- Các nhiễu động lớn của hoàn lưu xuất hiện ở hai cực trong sự ấm lên của tầng bình lưu. Nhìn chung ít khi có hiện tượng tăng nhiệt độ đột ngột và mạnh.

7.3.5. Hoàn lưu của khí quyển tầng cao

Ở phần dưới tầng bình lưu tới độ cao 20 km, vận chuyển Tây hoàn lưu xoáy thuận nói chung và các sóng đều giống với những gì quan trắc được ở tầng đối lưu.

Trên độ cao 20 km hoàn lưu có thay đổi trong năm - gió tây mùa Đông với cực đại của tốc độ vĩ hướng gần 80m/s ở $\varphi = 45^\circ$ và độ cao 65km được thay bằng gió Đông về mùa Hè, nghĩa là xoáy thuận cực được thay bằng xoáy nghịch. Gió Đông yếu hơn - gần 60m/s.

Đối với vùng bình lưu xích đạo được đặc trưng bởi sự luân phiên gió Đông và Tây với chu kỳ gần 26 tháng, không có sự tương tự nào giống với các hiện tượng khác.

Trên hơn 40km chu kỳ 26 tháng liên bị nhường chỗ cho chu kỳ 6 tháng với gió Đông ở vùng xích đạo trong thời kỳ Hạ chí hoặc Đông chí và gió Tây thời kỳ Xuân phân hoặc Thu phân.

Trên hơn 60km đã là sóng hàng năm đơn giản với gió Đông gần 40m/s về mùa Hè và gió Tây với 80m/s về mùa Đông.

Cao hơn 100km gió không ổn định chủ yếu là gió Tây 60 - 80m/s và hơn, chu kỳ 4- 5 ngày.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu. Tài nguyên khí hậu Việt Nam. NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội, 1985.
2. Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu. Khí hậu và Tài nguyên khí hậu Việt Nam. NXB Nông nghiệp, Hà Nội, 2004.
3. Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc. Khí hậu Việt Nam. NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội, 1993.
4. Nguyễn Xiển, Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc. Đặc điểm khí hậu miền Bắc Việt Nam. NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội, 1968.
5. Aveckiev M. X. Khí tượng học. Bản dịch tiếng Việt. Nha Khí tượng, 1963.
6. Costin S. I. Khí hậu học. Bản dịch tiếng Việt. Nha Khí tượng, 1964.
7. Yêu Trầm Sinh. Nguyên Lý khí hậu học. Bản dịch tiếng Việt. Nha Khí tượng, 1962.
8. John G. Harvey. Khí quyển và Đại dương. NXB Tiến bộ, Mat x cơ va, 1982 (*tiếng Nga*).
9. Matvev L. T. Lý thuyết hoàn lưu chung của khí quyển và khí hậu trái đất. NXB KTTV Leningrat, 1991 (*tiếng Nga*).
10. Khrigian A. Kh. Vật lý khí quyển, tập 1, tập 2. NXB KTTV Leningrat, 1978 (*tiếng Nga*).

Mục lục

LỜI NÓI ĐẦU	1
CHƯƠNG I: THÀNH PHẦN VÀ CẤU TRÚC KHÍ QUYỂN	3
1.1. Thành phần khí quyển	3
1.2. Cấu trúc khí quyển và các lớp khí quyển	4
1.2.1. Các lớp chính của khí quyển	4
1.2.2. Các yếu tố khí tượng	6
1.3. Hơi nước trong khí quyển	8
1.4. Ozon khí quyển và khí nhà kính	10
1.4.1. Ozon O_3	10
1.4.2. Khí nhà kính	12
CHƯƠNG II: ÁP SUẤT KHÍ QUYỂN	13
2.1. Khí tượng hóa phương trình trạng thái và phương trình tĩnh học	13
2.1.1. Khí áp và những đơn vị dùng để đo khí áp	13
2.1.2. Áp suất và tỷ trọng không khí	14
2.1.3. Phương trình trạng thái	14
2.1.4. Nhiệt độ ảo	16
2.1.5. Phương trình tĩnh học cơ bản	17
2.2. Quy luật tổng quát về sự giảm của khí áp theo độ cao	21
2.2.1. Công thức khí áp dạng tổng quát	21
2.2.2. Công thức Ba bi nê	22
2.2.3. Gradient khí áp và bậc khí áp	24
2.3. Công thức khí áp của địa thế vị và sự phân bố địa lý của khí áp, sự biến thiên của mật độ không khí theo độ cao	28
2.3.1. Khái niệm về thế năng của lực trọng trường	28
2.3.2. Phân bố địa lý của khí áp	30
2.3.3. Sự biến thiên của mật độ không khí theo độ cao	32
CHƯƠNG III: BỨC XẠ MẶT TRỜI	35
3.1. Vị trí mặt trời và ngày mặt trời	35

Giáo trình Vật lý khí quyển

3.1.1. Vị trí mặt trời	35
3.1.2. Ngày mặt trời (độ dài ban ngày)	37
3.2. Sự di chuyển của trái đất và phân bố nhiệt năng của mặt trời trên bề mặt trái đất trong điều kiện không có khí quyển	39
3.2.1. Sự di chuyển của trái đất trong năm (sự dài ngắn của mùa)	39
3.2.2. Sự phân bố nhiệt năng của mặt trời	40
3.3. Khái niệm về bức xạ mặt trời	41
3.3.1. Cường độ bức xạ	42
3.3.2. Định luật bức xạ	44
3.3.3. Hằng số mặt trời	47
3.4. Sự suy yếu của bức xạ mặt trời trong khí quyển	48
3.4.1. Sự khuếch tán của khí quyển	48
3.4.2. Công thức Bugơ - Lambe	51
3.5. Bức xạ trực tiếp	53
3.5.1. Tính bức xạ trực tiếp theo định luật Bugơ - Lambe	53
3.5.2. Tính bức xạ trực tiếp dựa vào chỉ số vẩn đục và hệ số vẩn đục	55
3.6. Bức xạ tán xạ	57
3.7. Sự phản hồi của bức xạ - An be đô	59
3.8. Bức xạ hữu hiệu	62
3.8.1. Khái niệm về bức xạ hữu hiệu	62
3.8.2. Tính toán về bức xạ hữu hiệu	63
3.8.3. Phân bố của bức xạ hữu hiệu	65
3.9. Hiệu ứng nhà kính	66
3.10. Cân bằng bức xạ	69
3.10.1. Phương trình cân bằng bức xạ	69
3.10.2. Phân bố của trị số cân bằng bức xạ	71
CHƯƠNG IV: CHẾ ĐỘ NHIỆT	72
4.1. Cân cân nhiệt	72
4.2. Cân bằng nhiệt lượng	74

Giáo trình Vật lý khí quyển

4.3. Lý thuyết gần đúng về vận chuyển bức xạ trong khí quyển	78
4.4. Biến trình hàng ngày và hàng năm của nhiệt độ bề mặt	84
4.4.1. Khái niệm	84
4.4.2. Sự biến thiên của nhiệt độ	84
4.4.3. Một số nhân tố ảnh hưởng đến biến trình ngày của nhiệt độ mặt đất	85
4.4.4. Sự biến thiên của nhiệt độ (yếu tố khí tượng) trong một năm	86
4.4.5. Nhiệt độ của bề mặt các vùng chứa nước	87
4.5. Sự lan truyền của nhiệt xuống các lớp đất sâu và trong nước	87
4.5.1. Sự lan truyền nhiệt	87
4.5.2. Các quy luật cơ bản về sự lan truyền nhiệt độ	89
4.5.3. Sự lan truyền nhiệt trong nước	90
CHƯƠNG V: CHUYỂN ĐỘNG ĐỐI LƯU TRONG KHÍ QUYỂN	95
5.1. Khái niệm về nhiệt động lực, quá trình đoạn nhiệt và độ bền vững của khí quyển	95
5.1.1. Những biến đổi đoạn nhiệt của nhiệt độ không khí khô	95
5.1.2. Gradient đoạn nhiệt ẩm	97
5.1.3. Độ bền vững thẳng đứng của khí quyển	98
5.2. Năng lượng của độ không bền vững, các quá trình đoạn nhiệt giả và độ cao mực ngưng kết	102
5.2.1. Năng lượng của độ không bền vững	102
5.2.2. Những quá trình đoạn nhiệt giả	105
5.2.3. Độ cao của mực ngưng kết	107
5.3. Nhiệt độ thế vị, sự trao đổi về nhiệt độ tương đương	108
5.3.1. Nhiệt độ thế vị θ	108
5.3.2. Sự biến đổi của nhiệt độ thế vị	109
5.3.3. Nhiệt độ tương đương và nhiệt độ thế vị tương đương	111
5.4. Phân bố nhiệt độ theo độ cao trong khí quyển (lớp sát đất, lớp biên, đối lưu hạn)	113

Giáo trình Vật lý khí quyển

5.4.1. Thay đổi nhiệt độ theo độ cao trong lớp không khí sát đất	113
5.4.2. Thay đổi nhiệt độ theo độ cao trong khí quyển tự do	114
5.5. Các khối không khí nóng, lạnh và các nghịch nhiệt	115
5.5.1. Các khối không khí nóng, lạnh	115
5.5.2. Những nghịch nhiệt	117
CHƯƠNG VI: ĐỘNG LỰC HỌC KHÍ QUYỂN	120
6.1. Các lực tác động lên khối không khí trong khí quyển	120
6.1.1. Lực phát động của gradient khí áp	121
6.1.2. Trọng lực	121
6.1.3. Lực lệch do trái đất quay	121
6.1.4. Gió địa chuyển và gió gradient	122
6.1.5. Lực ma sát trong	125
6.1.6. Lực thủy động từ	126
6.2. Hệ các phương trình chuyển động của khí quyển	128
6.2.1. Các phương trình chuyển động của khí quyển	128
6.2.2. Phương trình xoáy	129
6.2.3. Độ lệch so với gió địa chuyển (Độ lệch phi địa chuyển)	131
CHƯƠNG VII: HOÀN LƯU KHÍ QUYỂN	134
7.1. Các khối không khí và phơn rông	134
7.1.1. Khái niệm	134
7.1.2. Phân loại khí đoàn	135
7.1.3. Khái niệm về Front (Phơn rông)	136
7.2. Phân bố trung bình của nhiệt độ và gió trong khí quyển xác định hoàn lưu chung	137
7.2.1. Năng lượng khí quyển	137
7.2.2. Trường khí áp trên mặt đất và trong khí quyển	138
7.2.3. Hoàn lưu nhiệt của không khí	141
7.2.4. Bản đồ hình thế khí áp	143
7.2.5. Trường các dòng không khí	145
7.2.6. Đặc trưng của gió	151

Giáo trình Vật lý khí quyển

7.2.7. Gió Bريدو, gió núi, thung lũng địa phương	152
7.2.8. Lớp biên và sự thay đổi gió theo độ cao	153
7.3. Các loại hoàn lưu	156
7.3.1. Hoàn lưu nhiệt đới	156
7.3.2. Hoàn lưu gió mùa	159
7.3.3. Hoàn lưu vĩ độ trung	159
7.3.4. Hoàn lưu vùng cực	164
7.3.5. Hoàn lưu của khí quyển tầng cao	165
TÀI LIỆU THAM KHẢO	166

GIÁO TRÌNH VẬT LÝ KHÍ QUYỂN

PGS. TS. NGUYỄN VĂN THẮNG

Chịu trách nhiệm xuất bản

Tổng giám đốc – Tổng biên tập

THS. KIM QUANG MINH

Biên tập: GS.TS. NGUYỄN TRỌNG HIỆU

Trình bày: ThS. Trần Thanh Thủy
ThS. Nguyễn Đăng Mậu

Sửa bản in: KS. Nguyễn Thị Bích

Biên tập viên: ThS. Đào Thị Hậu

In 200 cuốn, khổ 16 x 24 cm, tại Công ty Cổ phần La Giang
Giấy Đăng ký KHXB: 1759- 2016/CXBIPH/01 – 364/BaĐ
Quyết định XB: 25/QĐ-TMBVN ngày 13 tháng 6 năm 2016
ISBN: 978-604-904-931-6
In xong nộp lưu chiểu tháng 6 năm 2016



PGS. TS. NGUYỄN VĂN THẮNG
VIỆN KHOA HỌC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN VÀ BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU
ĐỊA CHỈ: 23/62 Nguyễn Chí Thanh, Đống Đa, Hà Nội
ISBN: 978-604-904-931-6