

VI KHÍ HẬU HỌC

Lê Văn Mai



NXB Đại học Quốc gia Hà Nội 2001

Từ khoá: Vi khí hậu, phân vị, cân bằng bức xạ, cân bằng nhiệt, lớp khí quyển, thông số, loạn lưu, cân bằng ẩm, lớp hoạt động, quy toán

Tài liệu trong Thư viện điện tử Đại học Khoa học Tự nhiên có thể được sử dụng cho mục đích học tập và nghiên cứu cá nhân. Nghiêm cấm mọi hình thức sao chép, in ấn phục vụ các mục đích khác nếu không được sự chấp thuận của nhà xuất bản và tác giả.

LÊ VĂN MAI

GIÁO TRÌNH
VI KHÍ HẬU HỌC

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

MỤC LỤC

LỜI NÓI ĐẦU	5
Chương 1. SỰ HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU	6
1.1. CÁC KHÁI NIỆM VÀ ĐỊNH NGHĨA VỀ VI KHÍ HẬU	6
1.1.1. Cấp phân vị của khí hậu.....	6
1.1.2. Ý nghĩa thực tiễn của việc nghiên cứu vi khí hậu	10
1.2. MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ VAI TRÒ CỦA CÂN BẰNG BỨC XẠ TRONG SỰ HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU	10
1.2.1. Khái niệm về mặt hoạt động và lớp hoạt động	10
1.2.2. Cân bằng bức xạ của mặt hoạt động vai trò của cân bằng bức xạ và các thành phần cân bằng bức xạ trong sự hình thành vi khí hậu.....	12
1.3. CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ VAI TRÒ CỦA CÁC THÀNH PHẦN CÂN BẰNG NHIỆT TRONG QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU	16
1.3.1. Phương trình cân bằng nhiệt và ý nghĩa vi khí hậu.....	16
1.3.2. Phương hướng khả thi cải tạo các yếu tố vi khí hậu.....	20
Chương 2. ĐẶC ĐIỂM VI KHÍ HẬU CỦA LỚP KHÍ QUYỂN SÁT ĐẤT 22	
2.1. MÔ HÌNH CHUYỂN ĐỘNG RỐI TRONG LỚP KHÍ QUYỂN SÁT ĐẤT	22
2.1.1. Khái niệm về lớp khí quyển sát đất	22
2.1.2. Mô hình rối bán thực nghiệm của Prandtl.....	22
2.2. TÁC ĐỘNG TẦNG KẾT NHIỆT ĐỐI VỚI CHUYỂN ĐỘNG RỐI	27
2.2.1. Nhiễu động rối do tác động nhiệt năng.....	27
2.2.2. Thông số Richardson (Ri)	29
2.2.3. Ý nghĩa vật lý của thông số Richardson.....	32
2.2.4. Hệ quả của loạn lưu nhiệt lực	33
2.3. THÔNG LƯỢNG VẬT CHẤT TRONG CHUYỂN ĐỘNG RỐI.....	35
2.3.1. Dòng nhiệt rối và profil thẳng đứng của nhiệt độ không khí	35
2.3.2. Dòng hơi nước trong chuyển động rối.....	38
Chương 3. QUY LUẬT HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU TRONG THỔ NHƯỠNG.....	41
3.1. CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ DAO ĐỘNG NHIỆT ĐỘ BỀ MẶT THỔ NHƯỠNG	41
3.2. QUY LUẬT DAO ĐỘNG NHIỆT ĐỘ Ở CÁC ĐỘ SÂU TRONG THỔ NHƯỠNG	43
3.2.1. Dao động nhiệt độ tại bề mặt thổ nhưỡng	43
3.2.2. Quy luật dao động nhiệt độ ở các lớp thổ nhưỡng dưới sâu	44

3.3. TUẦN HOÀN NHIỆT TRONG LỚP HOẠT ĐỘNG VÀ BIỆN PHÁP CẢI TẠO CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA THỔ NHƯỠNG.....	46
3.4. CÂN BẰNG ẨM CỦA THỔ NHƯỠNG	48
3.4.1. Cân bằng ẩm của lớp trên mặt.....	48
3.4.2. Cân bằng nước của lớp hoạt động.....	49
Chương 4. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VI KHÍ HẬU	52
4.1. ĐẶT VẤN ĐỀ.....	52
4.2. PHƯƠNG PHÁP THÍ NGHIỆM VẬT LÝ - MÔ HÌNH HOÁ.....	52
4.3. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VI KHÍ HẬU NGOÀI THỰC ĐỊA. 53	
4.3.1. Yêu cầu và ý nghĩa của việc nghiên cứu vi khí hậu ngoài thực địa..	53
4.3.2. Các giai đoạn thực hiện ý đồ nghiên cứu	54
4.4. QUY TOÁN SỐ LIỆU VI KHÍ HẬU	59
TÀI LIỆU THAM KHẢO	63

LỜI NÓI ĐẦU

Cuốn giáo trình **Vi khí hậu học** được biên soạn dựa trên nội dung các bài giảng đã được thực hiện trong các khoa đào tạo liên tục trên 30 năm nay (từ 1968 đến 1997) ở Khoa Địa lý - Địa chất và Khoa Khí tượng - Thủy văn và hải dương học của Trường đại học Tổng hợp Hà Nội, nay là Trường Đại học Khoa học Tự nhiên thuộc Đại học Quốc gia Hà Nội.

Nội dung cuốn giáo trình nhằm cung cấp cho sinh viên những kiến thức cơ bản và có hệ thống về các quá trình thành tạo vi khí hậu trong các môi trường địa lý gắn với những hoạt động kinh tế, văn hoá và du lịch của con người, để lý giải những hiện tượng vi khí hậu và đề xuất các phương án cải tạo vi khí hậu hợp lý nhất. Ngoài ra giáo trình còn giới thiệu phương pháp nghiên cứu vi khí hậu ngoài thực địa để giúp học sinh sau khi ra trường có thể tổ chức được những đợt khảo sát vi khí hậu nhằm đáp ứng những yêu cầu khai thác tiềm năng khí hậu ở mọi miền đất nước một cách có hiệu quả nhất.

Chương 1

SỰ HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU

1.1. CÁC KHÁI NIỆM VÀ ĐỊNH NGHĨA VỀ VI KHÍ HẬU

Việc quan niệm một cách đúng đắn và định nghĩa một cách chính xác về một môn khoa học sẽ có tác dụng rất lớn trong việc thúc đẩy sự phát triển lý luận và học thuật cũng như sự ứng dụng môn khoa học ấy. Do đó trước khi nghiên cứu các qui luật và các quá trình hình thành vi khí hậu trên phạm vi một lãnh thổ nhỏ chúng ta hãy làm quen với các khái niệm và định nghĩa về vi khí hậu.

1.1.1. Cấp phân vị của khí hậu

Khái niệm về vi khí hậu và việc đề xuất các cấp phân vị của khí hậu đã được đề cập đến từ những năm 20 của thế kỷ này. Nhưng cho đến nay các ý kiến vẫn chưa đi đến thống nhất. Chúng ta sẽ tiếp cận với luận điểm của các nhà khoa học thế giới.

a) *Quan điểm của Geiger về các cấp trung khí hậu và tiểu khí hậu:* Năm 1927 trong cuốn sách có tên là "Khí hậu của lớp sát đất" Gâygo là người đầu tiên đã đưa ra khái niệm trung khí hậu và tiểu khí hậu để phân biệt với khái niệm khí hậu đang được phổ biến rộng rãi thời bấy giờ.

Cấp trung khí hậu gắn liền với quan niệm khí hậu địa phương. Theo quan điểm của Geiger thì khí hậu địa phương là đặc điểm khí hậu của một lãnh thổ qui mô trung bình, chẳng hạn như khí hậu của một trảng rừng, của một vùng đồi, một vùng tự nhiên chịu ảnh hưởng của một hồ nước lớn.

Cấp vi khí hậu gắn liền với đặc điểm vi khí hậu của lớp không khí sát đất trên phạm vi một khu vực nhỏ.

b) *Các cấp phân vị khí hậu của S. P. Khromov*: Quan điểm của Geiger phân chia thành ba cấp phân vị trong việc nghiên cứu khí hậu đã được các nhà khoa học Liên Xô, tiêu biểu là S. P. Khromov và A. Sapogionhnicova, tán đồng. Năm 1967 trong cuốn sách giáo khoa có tên là "Khí tượng học và khí hậu học" S. P. Khromov đã đưa ra các cấp phân vị khí hậu sau đây:

1) *Đại khí hậu* là tổ hợp các điều kiện khí hậu của một đới hay một xứ địa lý. Trong đó các nhân tố tác động đến sự hình thành khí hậu là bức xạ mặt trời, hoàn lưu chung khí quyển và bề mặt lục địa hoặc đại dương.

2) *Khí hậu* là cấp phân vị gắn liền với một cảnh địa lý. Thí dụ trên một đới địa lý thường tồn tại khí hậu bình nguyên, khí hậu cao nguyên...

Các nhân tố tác động đến sự hình thành khí hậu vẫn là bức xạ mặt trời, hoàn lưu chung khí quyển và đặc điểm của mặt đệm (mặt trái dưới).

3) *Khí hậu địa phương* là cấp khí hậu gắn với một dạng địa lý (dạng địa tổng thể). Ví dụ như khí hậu của một khu rừng, của một vùng đồi hoặc của một thành phố lớn.

4) *Vi khí hậu* là cấp khí hậu gắn với một diện địa tổng thể (cảnh diện) chẳng hạn như đặc điểm vi khí hậu của một sườn đồi, của một thung lũng hoặc của ven bờ hồ nước.

Như vậy các cấp phân vị khí hậu do S. P. Khromov đề xuất đã làm sáng tỏ quan điểm của Geiger về các đơn vị khí hậu.

Để mô tả đặc điểm của một cấp phân vị khí hậu người ta phải căn cứ vào số liệu quan trắc của các đài trạm khí tượng phân bố trong phạm vi lãnh thổ thuộc cấp phân vị khí hậu hoặc dựa vào số liệu khảo sát thực địa trong các điều kiện thời tiết tiêu biểu nhất. (Diện địa lý là đơn vị tự nhiên nhỏ nhất đặc trưng sự đồng nhất về địa thể, về chế độ ẩm, về loại đá trên mặt, về biến chủng thổ nhưỡng, về khí hậu và về sinh địa quần thể (xem phần khái niệm về cấp phân vị địa cảnh quan)).

c) *Sự bổ sung của I. A. Golsberg về khái niệm vi khí hậu và khí hậu địa phương:*

Trong cuốn sách "Khí hậu nông nghiệp" xuất bản năm 1973 viết chung với các tác giả khác, I. A. Golsberg đã giải thích một cách chi tiết về một khái niệm mới về vi khí hậu. Đó là khái niệm khí hậu thực vật.

1) *Vi khí hậu* là khí hậu của lãnh thổ nhỏ, xuất hiện do ảnh hưởng về sự khác biệt của địa hình, thực vật, trạng thái thổ nhưỡng, hoặc do ảnh hưởng của hồ nước, của các công trình xây dựng và các đặc điểm khác của mặt đệm. Ví dụ xuất hiện vi khí hậu của một khu ruộng, của sườn đồi, của trảng rừng, của một vùng đầm lầy đã được rút cạn nước, của một thành phố...

Những đặc điểm vi khí hậu biểu hiện rõ ở lớp trên cùng của thổ nhưỡng và trong lớp không khí gần mặt đất đến độ cao vài chục mét, nhiều khi phát triển đến độ cao 100-150 mét.

2) *Khí hậu địa phương* là những đặc điểm khí hậu quy định bởi các hiện tượng khí tượng phát triển do ảnh hưởng của địa hình, do sự tương phản giữa vùng hồ nước lớn và vùng xung quanh gây ra. Các hiện tượng đó phát triển với qui mô lớn hơn nhiều so với các hiện tượng vi khí hậu và ảnh hưởng của các dạng bề mặt đặc biệt đó nhiều khi lên tới độ cao 800-1000 mét. Ví dụ như sự hình thành các hiện tượng phơn, hiện tượng gió núi, gió thung lũng, hiện tượng giảm lượng mưa ở vùng bóng địa hình và hiệu ứng tăng lượng mưa ở sườn đón gió ẩm...

3) *Khí hậu thực vật* là khí hậu hình thành trong lớp phủ thực vật cả ở phần trên mặt đất và phần dưới mặt đất. Khí hậu thực vật được hình thành do ảnh hưởng của bản thân thực vật đối với khí hậu của lớp không khí sát đất, được xác định bởi độ dày, độ lớn và độ che phủ của thực vật.

Việc đưa ra khái niệm khí hậu thực vật làm sáng tỏ thêm khái niệm vi khí hậu và có ý nghĩa thực tiễn quan trọng. Ví dụ có thể dự báo trước sự biến đổi vi khí hậu ở những vùng đồi núi trọc sau khi được phủ xanh hoặc những vùng đồi núi bị khai phá cạn kiệt lớp phủ thực vật.

d) *Những quan điểm phủ nhận khái niệm cấp khí hậu địa phương*: Năm 1968 M. I. Serban cho ra đời cuốn giáo khoa "Vi khí hậu học", trong đó ông phủ nhận khái niệm khí hậu địa phương do Khromov và Golsberg đưa ra. Theo ý kiến của M. I. Serban thì thuật ngữ "Khí hậu địa phương" không thể đặc trưng cho một cấp phân vị khí hậu, bởi vì thuật ngữ khí hậu đã bao hàm ý nghĩa địa phương rồi. Theo ông thì phải xuất phát từ một tương quan hệ thống sau đây để xác định các cấp phân vị khí hậu:

Các đặc điểm vi khí hậu của những khu đất khác biệt được hình thành trên nền khí hậu chung, còn sự hình thành khí hậu của một cảnh, một xứ, một đới địa lý lại chịu ảnh hưởng của các nhóm vi khí hậu khác nhau. Có xuất phát từ mối tương quan đó mới thấy được tính cấu trúc toàn vẹn trong mối quan hệ giữa sự phân hoá theo phương nằm ngang và theo phương thẳng đứng. Vậy thì, tương ứng với vi khí hậu là khí hậu của lớp không khí sát đất và lớp biên, còn tương ứng với khí hậu là khí hậu của khí quyển tự do.

Các nhà khí tượng Trung Quốc cũng có quan điểm tương tự với quan điểm của M. I. Serban. Họ cũng không tán thành cấp khí hậu địa phương. Họ chỉ rõ rằng trong sự phân cấp khí hậu có sự chuyển hoá liên tục từ cấp nọ sang cấp kia, nên không có ranh giới rõ ràng.

Ngoài ra, khi kích thước địa hình thay đổi lớn dần lên thì ảnh hưởng về mặt vi khí hậu của nó sẽ vượt quá độ cao 2 mét, cho nên nếu xem vi khí hậu là khí hậu của lớp không khí từ 2 mét trở xuống thì sẽ không phù hợp với ảnh hưởng của địa hình phát triển. Do đó họ có xu hướng gộp hai cấp vi khí hậu và khí hậu địa phương thành một cấp "tiểu khí hậu". Các nhà khí tượng học Trung Quốc định nghĩa tiểu khí hậu như sau:

"Tiểu khí hậu là khí hậu cục bộ ở trong lớp không khí và lớp thổ nhưỡng sát mặt đất, hình thành do một số đặc tính cấu tạo nào đó của mặt đệm". Càng gần mặt đệm đặc điểm tiểu khí hậu càng nổi bật, càng xa mặt đệm đặc điểm tiểu khí hậu cục bộ càng giảm dần cho tới khi hoà với đại khí hậu trên miền lãnh thổ đó.

1.1.2. Ý nghĩa thực tiễn của việc nghiên cứu vi khí hậu

Việc nghiên cứu vi khí hậu của một lãnh thổ có nhiều ý nghĩa thực tiễn.

a) *Về mặt phục vụ sản xuất nông nghiệp* việc khảo sát vi khí hậu có thể chỉ ra các khu vực thuận lợi nhất về mặt vi khí hậu đối với các loại cây ưa nhiệt và ưa ẩm, ngoài ra việc khảo sát vi khí hậu cũng làm sáng tỏ những biến đổi vi khí hậu do quá trình canh tác gây ra, đề xuất biện pháp cải tạo theo hướng làm cho các điều kiện vi khí hậu tốt hơn lên.

b) *Về mặt qui hoạch đô thị* đề xuất việc bố trí các hướng đường phố sao cho thông thoáng, bố trí các đai cây xanh, các hồ nước sao cho có tác dụng điều hoà vi khí hậu có được hiệu quả cao nhất.

c) *Về mặt học thuật* việc khảo sát vi khí hậu sẽ bổ xung cho việc dự báo các hiện tượng thời tiết địa phương chính xác hơn. Chẳng hạn như việc dự báo sự hình thành và tan băng giá, sự hình thành và tan sương mù.

d) *Việc khảo sát chi tiết vi khí hậu của một khu vực* giúp chúng ta lập được sơ đồ phân vùng vi khí hậu địa phương trên phạm vi lãnh thổ đó.

1.2. MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ VAI TRÒ CỦA CÂN BẰNG BỨC XẠ TRONG SỰ HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU

1.2.1. Khái niệm về mặt hoạt động và lớp hoạt động

1.2.1.1. Mặt hoạt động

Mặt hoạt động là một mặt vật lý có bề dày nhất định mà quá trình trao đổi năng lượng diễn ra trên đó sẽ quyết định các quá trình vật lý dẫn đến sự hình thành vi khí hậu trong lớp sát đất. Có nhiều quan điểm khác nhau về việc xác định mặt hoạt động.

a) Theo A. I. Voeicov thì mặt hoạt động là mặt ngoài của bề mặt tự nhiên trực tiếp hấp thụ và trao đổi năng lượng dẫn đến sự dao động nhiệt độ của lớp thổ nhưỡng và lớp không khí tiếp cận.

b) Theo X. A. Sapogionhnicova thì mặt hoạt động là bề mặt thổ nhưỡng và thực vật cũng như bề mặt bất kỳ, hấp thụ và toả nhiệt bằng bức xạ, do đó làm điều hoà chế độ nhiệt của thổ nhưỡng và lớp không khí sát đất.

Các mặt hoạt động trong tự nhiên rất đa dạng, người ta thường căn cứ vào sự phân loại các dạng bề mặt cảnh quan để xác định các dạng mặt hoạt động. Chẳng hạn, có thể phân thành các dạng mặt hoạt động như thảm rừng, đồng cỏ, sa mạc, đài nguyên và băng tuyết vĩnh cửu.

Đối với mỗi dạng bề mặt tự nhiên như vậy lại chia thành các kiểu. Chẳng hạn, đối với cảnh quan rừng lại chia thành các kiểu rừng lá to, rừng lá nhọn, rừng hỗn hợp. Đối với mỗi kiểu rừng như vậy lại chia thành các phân kiểu. Chẳng hạn, rừng lá nhọn còn chia thành rừng thông cao, rừng thông lùn, rừng cây lá nhỏ.

Sự khác biệt về trạng thái mặt hoạt động dẫn đến sự khác biệt về mặt hấp thụ và phát xạ diễn ra trên đó, kết quả là tạo ra sự khác biệt về chế độ nhiệt, chế độ bức xạ, là những yếu tố quyết định sự hình thành vi khí hậu trong lớp khí quyển sát đất.

1.2.1.2. Lớp hoạt động

Trong thiên nhiên quá trình hấp thụ và bức xạ nhiệt, quá trình bốc hơi, quá trình trao đổi nhiệt không chỉ diễn ra trên phạm vi mặt hoạt động mà còn xâm nhập tới một độ sâu nào đó của môi trường. Kết quả là tồn tại một lớp trao đổi năng lượng và vật chất có bề dày nhất định, được xem là "lớp hoạt động".

Lớp hoạt động là lớp hấp thụ toàn bộ năng lượng bức xạ xâm nhập vào môi trường. Khả năng xuyên thấu của bức xạ phụ thuộc vào tính chất vật lý của môi

trường tự nhiên và bước sóng của bức xạ. Như vậy đối với các môi trường tự nhiên khác nhau, bề dày của lớp hoạt động sẽ thay đổi.

Chẳng hạn, trong môi trường nước đối với bức xạ sóng ngắn bề dày của lớp hoạt động có thể đạt tới hàng chục mét, còn đối với bức xạ sóng dài, khả năng xuyên thấu yếu, thì trong môi trường nước lớp hoạt động chỉ đạt tới vài xentimét. Tóm lại bề dày của lớp hoạt động phụ thuộc vào trạng thái vật lý của môi trường và phụ thuộc vào bước sóng của tia bức xạ xâm nhập.

Để xác định bề dày của lớp hoạt động trong môi trường tự nhiên, người ta có thể căn cứ vào sự lan truyền xuống sâu của những dao động mang tính chu kỳ của nhiệt độ. Có thể xem độ sâu tại đó có biên độ dao động nhiệt độ bằng không là bề dày của lớp hoạt động.

1.2.2. Cân bằng bức xạ của mặt hoạt động vai trò của cân bằng bức xạ và các thành phần cân bằng bức xạ trong sự hình thành vi khí hậu

1.2.2.1. Các dòng năng lượng bức xạ tác động trên mặt hoạt động

Ban ngày năng lượng bức xạ mặt trời đi tới bề mặt trái đất dưới dạng trực xạ và tán xạ. Trực xạ là năng lượng của những tia mặt trời đi thẳng từ mặt trời tới mặt đất, còn tán xạ là phần năng lượng bức xạ mặt trời đã bị khuếch tán bởi khí quyển rồi chuyển tới mặt đất. Trực xạ và tán xạ hợp thành năng lượng bức xạ tổng cộng, gọi là tổng xạ. Nếu biểu thị năng lượng trực xạ là S' , năng lượng tán xạ là D thì có thể biểu thị tổng xạ bằng biểu thức:

$$Q = S' + D \quad (1.1)$$

Người ta đo năng lượng trực xạ, tán xạ và tổng xạ bằng đơn vị cal/cm².ph hoặc oát/cm². Tức là số năng lượng bức xạ mặt trời đi tới một đơn vị diện tích mặt đất nằm ngang đo bằng một cm² trong một đơn vị thời gian bằng một phút.

Năng lượng bức xạ mặt trời đi tới mặt đất một phần bị phản xạ trở lại vào khí quyển, còn phần lớn được mặt hoạt động hấp thụ. Nếu biểu thị năng lượng bức xạ phản xạ là R , thì phần năng lượng bức xạ được mặt đất hấp thụ sẽ là:

$$T = Q - R \quad (1.2)$$

Phần năng lượng được hấp thụ này sẽ nung nóng mặt hoạt động lên, nhưng một phần năng lượng được hấp thụ sẽ bị tiêu hao đi bằng phát xạ sóng dài E_d của mặt hoạt động. Dòng năng lượng bức xạ E_d đi vào khí quyển bị khí quyển hấp thụ toàn bộ. Bản thân khí quyển tự nóng lên và đến lượt mình lại phát bức xạ sóng dài về phía mặt đất. Dòng năng lượng đó được ký hiệu bằng E_{kq} và có tên là dòng bức xạ nghịch, có nghĩa là có hướng ngược lại với dòng bức xạ của mặt hoạt động.

Tóm lại, trên mặt hoạt động và trong lớp khí quyển sát đất luôn có sự trao đổi năng lượng giữa các dòng bức xạ từ mặt trời hoặc từ khí quyển đi xuống và từ mặt đất đi lên. Cường độ của các dòng năng lượng này phụ thuộc vào trạng thái khí quyển, trạng thái mặt hoạt động, vào thời gian trong ngày và các mùa trong năm.

1.2.2.2. Phương trình cân bằng bức xạ

Quá trình biến đổi và trao đổi năng lượng bức xạ diễn ra trên một đơn vị bề mặt mặt hoạt động được minh họa bằng sơ đồ trên các hình 1 và 2 và bằng công thức sau đây:

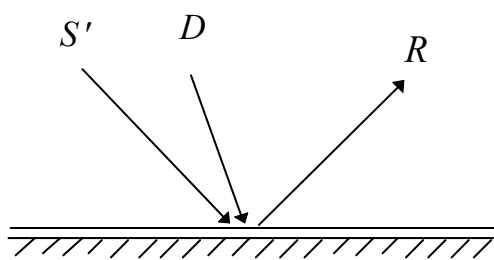
$$B = S' + D - R + E_{kq} - E_d \quad (1.3)$$

hoặc

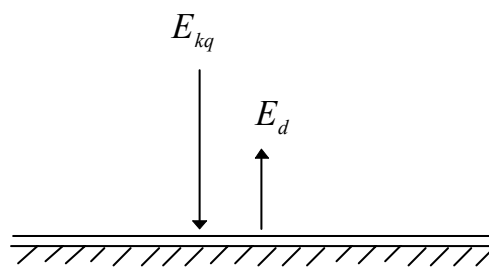
$$B = Q - R + E_{kq} - E_d \quad (1.4)$$

Công thức (1.3) và (1.4) biểu thị tương quan giữa các dòng năng lượng bức xạ ban ngày khi có ánh nắng mặt trời. Khi mặt trời bị mây che lấp thì trực xạ $S' = 0$, phương trình (1.3) chuyển thành:

$$B = D - R + E_{kq} - E_d \quad (1.5)$$



Hình 1.1. Các dòng bức xạ ban ngày



Hình 1.2. Các dòng bức xạ ban đêm

Ban đêm cả trực xạ và tổng xạ không tồn tại, nên công thức cân bằng bức xạ chỉ còn lại các thành phần cân bằng bức xạ sóng dài:

$$B = E_{kq} - E_d \quad (1.6)$$

Công thức cân bằng bức xạ (1.6) khác với công thức (1.5) về cơ chế vật lý, bởi lẽ năng lượng bức xạ trao đổi chỉ là năng lượng của các tia bức xạ sóng dài. Do đó công thức (1.6) được gọi là phương trình cân bằng bức xạ sóng dài.

Về ý nghĩa vật lý thì các phương trình cân bằng bức xạ đều biểu thị tương quan so sánh giữa năng lượng bức xạ thu được và năng lượng tiêu hao diễn ra trên mặt hoạt động. Mỗi tương quan đó luôn luôn biến đổi theo thời gian và phụ thuộc vào trạng thái vật lý của bề mặt tự nhiên.

Ban ngày năng lượng tổng xạ thường lớn hơn nhiều so với năng lượng bức xạ sóng dài của mặt đất đi vào khí quyển, do đó cân bằng bức xạ B thường có giá trị dương, có nghĩa là mặt đất thường được nung nóng lên. Nhưng mức độ nung nóng còn tùy thuộc vào trạng thái của khí quyển, vào tính chất vật lý của mặt hoạt động, vào trạng thái lớp phủ thực vật, vào hàm lượng ẩm trong lớp hoạt động... Những khác biệt về trạng thái này của mặt hoạt động sẽ dẫn đến sự khác biệt về vi khí hậu.

Ban đêm trên mặt hoạt động chỉ còn sự trao đổi năng lượng bức xạ sóng dài giữa mặt đất và khí quyển. Tương quan giữa hai dòng năng lượng này phụ thuộc vào nhiệt độ của khí quyển và nhiệt độ của mặt đất. Khả năng phát xạ của vật thể phụ thuộc vào nhiệt độ như sau:

$$E = \delta \sigma T^4 \quad (1.7)$$

Dựa vào phương trình (1.6) ta có thể đi đến kết luận như sau:

Nếu ban đêm nhiệt độ khí quyển cao hơn nhiệt độ mặt hoạt động thì cân bằng bức xạ $B > 0$, mặt đất sẽ được sưởi ấm lên nhờ lớp khí quyển sát đất. Ngược lại, nếu nhiệt độ khí quyển thấp hơn nhiệt độ mặt hoạt động, thì cân bằng bức xạ $B < 0$, mặt đất sẽ mất nhiệt.

Bây giờ hãy xét sự hình thành vi khí hậu của kiểu mặt hoạt động. Từ phương trình (1.4) ta có thể biến đổi các thành phần

$$E_{kq} - E_d = E^*$$

$$Q - R = Q(1 - R / Q) = Q(1 - \alpha)$$

Ở đây $\alpha = R / Q$ chính là hệ số phản xạ của các kiểu bề mặt tự nhiên (α luôn nhỏ hơn 1). Nó biểu thị có bao nhiêu phần năng lượng đi tới bề mặt tự nhiên bị phản xạ trở lại. Sau khi biến đổi các thành phần, phương trình cân bằng bức xạ (1.4) có thể viết rút gọn:

$$B = Q(1 - \alpha) - E^* \quad (1.8)$$

trong đó E^* là bức xạ hiệu dụng của mặt hoạt động. Nó chỉ rõ bao nhiêu phần năng lượng thực sự bị mất đi do mặt hoạt động phát xạ sóng dài vào khí quyển.

Cân bằng bức xạ B trong trường hợp này bị chi phối bởi hệ số phản xạ

Bảng 1.1. Suất phản xạ của các kiểu bề mặt

Kiểu bề mặt	Suất phản xạ α
Mặt tuyết (rắn)	70-85
Tuyết đang tan	30-65
Đất màu đen khô	14
Đất đen ướt	25-30
Đất xám khô	25-30
Đất xám ướt	10-12
Đất sét khô	23

Kiểu bề mặt	Suất phản xạ α
<i>Đất sét ướt</i>	16
<i>Đất cày khô (lấn sỏi)</i>	22
<i>Đất cày ướt</i>	14
<i>Đất bỏ hoang khô</i>	8-12
<i>Đất bỏ hoang ướt</i>	5-7
<i>Cát vàng</i>	35
<i>Cát trắng</i>	40
<i>Cát xám</i>	18-23
<i>Đài nguyên</i>	15-20
<i>Thảm cỏ xanh</i>	16-27
<i>Ruộng lúa</i>	23-32
<i>Vườn cây khép tán</i>	10
<i>Rừng lá bán</i>	20
<i>Rừng lá kim</i>	19
<i>Mặt nước khi mặt trời chiếu thẳng góc</i>	2
<i>Mặt nước khi mặt trời chiếu xiên 45°</i>	5
<i>Mặt nước khi mặt trời chiếu xiên 2°</i>	78

α của bề mặt tự nhiên. Hệ số phản xạ α của bề mặt tự nhiên càng lớn thì phần năng lượng bức xạ do mặt hoạt động hấp thụ càng ít và ngược lại. Trong thực tế người ta có thể thay đổi hệ số phản xạ α bằng cách thay đổi trạng thái tự nhiên của kiểu mặt hoạt động. Trong tự nhiên các kiểu bề mặt tự nhiên có hệ số phản xạ dao động trong phạm vi rất rộng (hệ số phản xạ tính bằng phần trăm thường được gọi là suất phản xạ). Hãy tham khảo các trị số α của các kiểu bề mặt tự nhiên (bảng 1.1).

Vì suất phản xạ của các bề mặt tự nhiên ảnh hưởng lớn đến phần năng lượng do mặt hoạt động hấp thụ được để chuyển sang nhiệt năng, thúc đẩy các quá trình cơ năng và sinh học khác, nên hướng cải tạo vi khí hậu có hiệu quả và thuận lợi là tìm cách làm biến đổi suất phản xạ của các mặt hoạt động.

1.3. CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ VAI TRÒ CỦA CÁC THÀNH PHẦN CÂN BẰNG NHIỆT TRONG QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU

1.3.1. Phương trình cân bằng nhiệt và ý nghĩa vi khí hậu

Cân bằng bức xạ và cân bằng nhiệt là hai quá trình vật lý gắn liền với nhau.

Năng lượng bức xạ mặt trời được mặt hoạt động hấp thụ là nguồn nhiệt chủ yếu tạo ra động lực cho các quá trình trao đổi nhiệt năng khác diễn ra trên mặt hoạt động. Xuất phát từ nguyên lý bảo toàn năng lượng, tức là toàn bộ số năng lượng thu nhận được phải bằng tổng số năng lượng tiêu hao đi, có thể thiết lập phương trình cân bằng nhiệt dưới dạng tổng quát sau đây:

$$B - P - LE - q = 0 \quad (1.9)$$

Các ký hiệu trong phương trình (1.9) biểu thị các thành phần sau đây: B – cân bằng bức xạ của mặt hoạt động, là nguồn năng lượng do mặt hoạt động hấp thụ được, P – thông lượng nhiệt trao đổi loạn lưu giữa mặt hoạt động và lớp khí quyển sát đất, LE – năng lượng nhiệt cung cấp cho quá trình bốc hơi diễn ra trên mặt hoạt động (trong đó L là tiềm nhiệt bốc hơi, E là lượng nước bốc thành hơi), q – dòng nhiệt truyền vào thổ nhưỡng.

Vế phải của phương trình (1.9) bằng không thể hiện nguyên lý bảo toàn năng lượng. Trong đó thành phần cân bằng bức xạ B mang dấu dương, các thành phần còn lại đều mang dấu âm vì chúng biểu thị sự tiêu hao năng lượng của mặt hoạt động.

Bây giờ chúng ta xét ý nghĩa vi khí hậu của các thành phần cân bằng nhiệt nói trên.

a) Thành phần cân bằng bức xạ B : Trong mục 1.2.2 đã nói đến vai trò cung cấp năng lượng của cân bằng bức xạ cho mọi quá trình vật lý diễn ra trên mặt hoạt động. Ở đây cần nhấn mạnh đến sự phụ thuộc vào địa hình khu vực của nguồn bức xạ mặt trời đi tới. Các dạng địa hình che khuất có tác dụng làm giảm đáng kể đối với trực xạ (làm giảm cường độ và thời gian chiếu nắng). Ở các miền khí hậu ôn đới, sự khác biệt vi khí hậu giữa sườn bắc và sườn nam rất lớn, đặc biệt là vào mùa đông vị trí mặt trời trên đường chân trời thấp và luôn lệch về hướng nam. Ở miền khí hậu xích đạo và cận xích đạo thì nửa ngày buổi sáng và nửa ngày buổi chiều có sự phân biệt vi khí hậu rõ nét giữa sườn đông và sườn tây của quả đồi.

Sự phụ thuộc của trực xạ vào hướng sườn và độ dốc của quả đồi được biểu thị theo công thức sau:

$$s^{\perp} = s_n \cos i$$

trong đó i là góc tới của tia mặt trời, s^{\perp} là cường độ trực xạ mặt trời trên mặt nghiêng của sườn đồi, s_n là cường độ trực xạ trên mặt nằm ngang.

Mối liên hệ phụ thuộc giữa góc tới i và các yếu tố độ nghiêng, hướng sườn như sau:

$$\cos i = \cos \alpha \sin h_{\odot} + \sin \alpha \cos h \cos A$$

α – độ nghiêng của sườn đồi, h_{\odot} – độ cao của mặt trời trên đường chân trời, A – độ sai khác phương vị của sườn đồi và phương vị của mặt trời.

Như vậy thông qua đại lượng $\cos i$ trực xạ đi tới sườn đồi phụ thuộc vào độ nghiêng α và phương vị của sườn đồi vào thời điểm có mặt trời chiếu sáng.

b) Thành phần trao đổi loạn lưu P: Đây là thành phần trao đổi nhiệt loạn lưu giữa mặt hoạt động và khí quyển.

Thông thường mặt đất được đốt nóng lên do cân bằng bức xạ dương, còn trao đổi nhiệt loạn lưu lại tải nhiệt từ mặt hoạt động vào khí quyển. Tốc độ xáo trộn giữa các lớp không khí càng nhanh thì dòng nhiệt trao đổi loạn lưu càng lớn, tức là sự tải nhiệt diễn ra càng nhanh. Trên nền địa hình bằng phẳng cường độ xáo trộn loạn lưu yếu hơn so với bề mặt mấp mô, trong phạm vi các bồn địa hay các thung lũng khép kín không có sự xáo trộn loạn lưu nên sự san bằng nhiệt độ theo độ cao diễn ra chậm chạp, do đó mặt đất ở những nơi này bị nung nóng dữ dội, sẽ tạo ra các cực trị nhiệt độ đáng kể. Dòng nhiệt loạn lưu được biểu thị bằng công thức:

$$P = C_p K \rho \frac{dT}{dz} \tag{1.10}$$

trong đó $\frac{dT}{dz}$ là gradien nhiệt độ thẳng đứng, ρ – mật độ lớp không khí sát đất, K – hệ số loạn lưu, C_p – nhiệt dung riêng đẳng áp của không khí.

Công thức (1.10) biểu thị mối tương quan phụ thuộc giữa ba thông số P , K , $\frac{dT}{dz}$, chúng là những đại lượng biến đổi phụ thuộc lẫn nhau và đặc trưng cho từng kiểu mặt hoạt động trong từng điều kiện thời tiết ở mỗi khu vực. Việc xác định trị số của những thông số P , K , $\frac{dT}{dz}$ sẽ giúp phát hiện ra những khác biệt vi khí hậu ở mỗi khu vực có mặt hoạt động khác nhau.

c) *Thành phần năng lượng cung cấp cho quá trình bốc hơi trên mặt hoạt động LE* - Thành phần này chỉ có ý nghĩa khi mặt hoạt động ẩm ướt. Trong trường hợp đó, phần năng lượng chủ yếu của cân bằng bức xạ được tiêu hao trong quá trình bốc hơi (bởi vì theo kết quả thí nghiệm thì để làm bốc hơi hoàn toàn một gam nước phải tiêu hao một lượng nhiệt là 600 cal), do đó phần năng lượng trong cân bằng nhiệt cung cấp cho quá trình nung nóng không khí sẽ giảm đi đáng kể. Trường hợp mặt hoạt động hoàn toàn khô ráo thì thành phần LE bằng không, phương trình cân bằng nhiệt (1.9) rút gọn lại:

$$B - P - q = 0.$$

d) *Thành phần nhiệt truyền xuống các lớp thổ nhưỡng bên dưới*

Thành phần này được biểu thị theo công thức

$$q = \lambda \frac{dT}{dh} \tag{1.11}$$

Dòng nhiệt này phụ thuộc vào hệ số dẫn nhiệt λ của thổ nhưỡng và gradien nhiệt độ thẳng đứng $\frac{dT}{dh}$ trong thổ nhưỡng. Thông thường thì hệ số dẫn nhiệt λ

rất bé, còn trị số $\frac{dT}{dh}$ giảm nhanh theo độ sâu. Do đó dòng nhiệt q truyền vào thổ nhưỡng cũng rất yếu, tức là trị số q so với các thành phần khác nhỏ hơn rất nhiều, kết quả là sự phân bố năng lượng trên mặt hoạt động diễn ra tại một thời điểm nào đó chủ yếu là thể hiện mối tương quan giữa ba thành phần B , P , LE . Trường hợp thổ nhưỡng và mặt hoạt động hoàn toàn khô ráo thì sự phân bố năng lượng trong cân bằng nhiệt chỉ còn lại hai thành phần chủ đạo là B và P .

$$B - P = 0 \quad \text{hay} \quad B = P \quad (1.12)$$

Tương quan (1.12) cho ta thấy toàn bộ số năng lượng do cân bằng bức xạ cung cấp được chuyển sang đốt nóng lớp không khí sát đất. Do đó ở những khu vực khô hạn, thiếu nước nhiệt độ không khí sẽ có những cực trị cao.

1.3.2. Phương hướng khả thi cải tạo các yếu tố vi khí hậu

Ngày nay việc cải tạo vi khí hậu theo định hướng nhằm hạn chế các tác động tiêu cực đến sự phát triển của cây trồng, vật nuôi và đến sinh hoạt của con người. Việc tác động đến vi khí hậu được thực hiện trước hết là tác động vào các thành phần của cân bằng nhiệt. Ở khu vực có cường độ bức xạ lớn, gặp thời tiết nắng nóng, người ta có thể làm giảm lượng bức xạ hấp thụ $Q_n = Q(1 - \alpha)$ bằng cách làm tăng suất phản xạ của mặt hoạt động. Bằng biện pháp đó có thể làm giảm băng lượng của cân bằng bức xạ, tiếp đến là giảm nhiệt độ của lớp không khí sát đất. Ngược lại ở miền khí hậu có băng tuyết phủ với suất phản xạ lớn, người ta có thể làm giảm suất phản xạ một cách đáng kể để làm tăng sự hấp thụ bức xạ tại mặt hoạt động. Kết quả có thể làm giảm bớt sự lạnh giá. Biện pháp làm biến đổi suất phản xạ có thể làm biến đổi một cách đáng kể năng lượng cân bằng bức xạ của mặt hoạt động.

Thông thường ở những vùng có ánh nắng gay gắt (cường độ trực xạ và tán xạ lớn), người ta có thể tạo ra các tán che nắng để hạn chế bớt các tia bức xạ mặt trời chiếu tới mặt đất. Ví dụ việc tạo ra các công viên cây xanh, việc trồng cây

đọc các đường phố, việc tạo ra các giàn hoa che nắng trước nhà sẽ làm giảm đáng kể nắng nóng ban ngày, tạo ra điều kiện vi khí hậu dễ chịu hơn.

Phương hướng tác động làm thay đổi sự phân bố năng lượng giữa thông lượng nhiệt loạn lưu P và tiềm nhiệt bốc hơi LE . Ở những vùng khô hạn, vùng nắng nóng, người ta có thể áp dụng biện pháp tưới nước để làm giảm đáng kể thông lượng nhiệt loạn lưu, điều đó làm giảm bớt nhiệt độ không khí vào thời gian nắng nóng ban ngày. Khi mặt hoạt động khô ráo được bổ xung nguồn nước tưới, thì một phần đáng kể năng lượng của cân bằng nhiệt tiêu hao cho quá trình bốc hơi. Ngoài điều đó ra việc tưới nước còn làm tăng độ ẩm không khí tạo ra cảm giác thoải mái hơn so với điều kiện khô nóng. Có thể nói trong môi trường khí hậu khô nóng việc tưới nước là một biện pháp cải tạo vi khí hậu tổng hợp.

Chương 2

ĐẶC ĐIỂM VI KHÍ HẬU CỦA LỚP KHÍ QUYỂN SÁT ĐẤT

2.1. MÔ HÌNH CHUYỂN ĐỘNG RỐI TRONG LỚP KHÍ QUYỂN SÁT ĐẤT

2.1.1. Khái niệm về lớp khí quyển sát đất

Trước đây người ta quan niệm rằng lớp khí quyển sát đất là lớp có bề dày 2 m tính từ mặt đất, bởi vì trong lớp đó thể hiện sự phân hoá vi khí hậu mạnh mẽ nhất do chịu tác động trực tiếp của các quá trình trao đổi năng lượng (bức xạ nhiệt), chuyển đổi vật chất (ngưng kết, bốc hơi) diễn ra trên bề mặt hoạt động. Ngày nay các kết quả khảo sát cao không khẳng định biên giới trên của lớp khí quyển sát đất phát triển tới độ cao vài chục mét, thậm chí tới độ cao vài trăm mét ở vùng đồi núi. Bởi vì ở các khu vực này chuyển động rối rất phát triển, nên ảnh hưởng của mặt hoạt động có thể lan truyền tới độ cao vài trăm mét.

Đặc điểm cơ bản của lớp khí quyển sát đất là quá trình trao đổi vật chất, quá trình truyền nhiệt giữa các lớp không khí được thực hiện bằng các dòng rối. Độ gồ ghề của mặt đất, độ nung nóng không đồng đều bề mặt giữa các khu vực nhỏ khác nhau của lãnh thổ là nguyên nhân chính gây ra các dòng rối trong lớp khí quyển sát đất.

2.1.2. Mô hình rối bán thực nghiệm của Prandtl

Khi nghiên cứu quá trình tác động của ma sát làm xuất hiện các dòng rối (nội ma sát và ma sát với thành cứng) Prandtl đã đề xuất hai giả thiết quan trọng sau đây:

1) Năng lượng tạo xoáy rối chính là năng lượng của dòng chuyển động ngang bị tiêu hao chuyển sang (tất nhiên bỏ qua số năng lượng chuyển thành nhiệt).

2) Kích thước của xoáy rối biến đổi tuyến tính theo độ cao, tức là:

$$l = l_0 + \chi z \quad (2.1)$$

Trong biểu thức (2.1) các ký hiệu có ý nghĩa như sau: l_0 – kích thước ban đầu của xoáy, l – kích thước xoáy ở mực xuất phát, $\chi = 0,40$ là hằng số Carman.

Hai giả thiết trên của Prandtl là tiên đề để xây dựng mô hình phân bố của các yếu tố khí tượng trong lớp khí quyển sát đất. Môi trường rối được đặc trưng bằng các thông số sau đây:

1) *Kích thước xoáy l*

Còn có tên gọi là quãng đường chuyển dịch. Khi xáo trộn xảy ra giữa các lớp không khí theo phương thẳng đứng, vật chất và năng lượng được bảo tồn trên toàn bộ quãng đường chuyển dịch.

2) *Tốc độ động lực V^**

Là tốc độ riêng của xoáy rối, là thành phần nhiễu động tốc độ theo phương thẳng đứng, xuất hiện do sự chênh lệch tốc độ ngang, có thể giải thích bằng định luật Becnuli

$$V^* = U_2 - U_1$$

ở đây U_1 và U_2 là tốc độ các dòng khí nằm ngang ở hai mực Z_1 và Z_2 .

3) *Hệ số loạn lưu K*

$$K = \ell V^*$$

Dựa vào thứ nguyên của hệ số loạn lưu K (bằng cm^2/s) ta có thể hiểu hệ số loạn lưu K là tốc độ phát triển của xoáy, đặc trưng cho sự lan truyền của chuyển động rối.

4) Hệ số trao đổi A

$$A = \rho K = \rho \ell V^*$$

trong đó ρ là mật độ không khí, hệ số trao đổi A có thứ nguyên là $\text{g}/\text{cm}.\text{s}$. Căn cứ vào thứ nguyên ta có thể hiểu A là tốc độ chuyển tải của vật chất qua một đơn vị quãng đường.

5) Đại lượng trao đổi T

$$T = \rho V^*$$

Đại lượng trao đổi T có thứ nguyên $\text{g}/\text{cm}^2.\text{s}$, đây là thông lượng vật chất trong một đơn vị thời gian.

6) Năng lượng xoáy

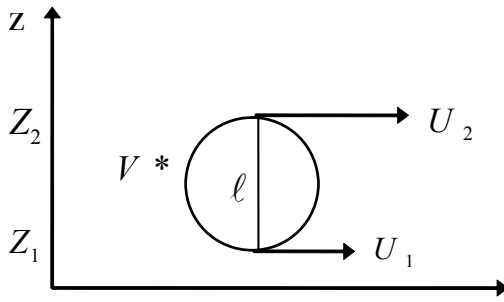
$$\tau = \rho V^{*2}$$

Năng lượng xoáy τ có thứ nguyên là din/cm^2 . Đây là tác động của lực ma sát rối lên một đơn vị diện tích. Khi nghiên cứu môi trường chuyển động rối trong lớp khí quyển sát đất, người ta cần xét đồng thời các thông số rối nói trên và xây dựng các mô hình phân bố các yếu tố khí tượng cũng như hàm lượng vật chất theo không gian (theo phương thẳng đứng và theo phương ngang).

7) Profil tốc độ gió theo phương thẳng đứng

Căn cứ vào giả thiết thứ nhất của Prandtl ta có thể viết biểu thức:

$$V^* = U_2 - U_1 = \ell \frac{dU}{dz} \quad (2.2)$$



Hình 2.1

Các ký hiệu trong công thức (2.2) được hiểu như sau: U_1, U_2 là tốc độ gió ở hai mực Z_1, Z_2 trong lớp khí quyển sát đất, ℓ là kích thước xoáy, mà đỉnh xoáy và chân xoáy tiếp cận với mực Z_1, Z_2 , $\frac{dU}{dz}$ là gradien thẳng đứng của tốc độ gió. Khi mực Z_1, Z_2 thay đổi thì kích thước xoáy ℓ cũng thay đổi theo.

Áp dụng giả thiết thứ hai của Prandtl vào biểu thức (2.2) ta có:

$$V^* = (\ell_0 + \chi z) \frac{dU}{dz} \quad \text{hay} \quad V^* = \chi (Z_0 + Z) \frac{dU}{dz} \quad (2.3)$$

Trong biểu thức (2.3) xuất hiện thông số mới $Z_0 = \ell_0 / \chi$. Đây là thông số đặc trưng cho độ gồ ghề của mặt hoạt động, gọi tắt là thông số gồ ghề. Như vậy trong tự nhiên khi xuất hiện chuyển động rối sẽ tồn tại một độ cao nào đó nằm bên dưới mực gồ ghề ($Z = -Z_0$) tại đó tốc độ động lực $V^* = 0$ (xoáy bị triệt tiêu). Bên dưới độ cao này chỉ tồn tại các dòng chuyển động theo kiểu phân lớp. Nhưng trong thực tế lớp chuyển động này có bề dày vào cỡ chỉ vài cm. Theo sự đánh giá gần đúng thì bậc đại lượng của Z_0 vào cỡ 10^{-2} , còn bậc đại lượng của Z vào khoảng $10 - 10^2$. Như vậy để tích phân biểu thức (2.3) ta có thể bỏ qua thông số Z_0 . Tức là có thể viết:

$$V^* = \chi Z \frac{dU}{dz} \quad (2.4)$$

Biểu thức (2.4) là dạng phương trình vi phân tuyến tính có biến phân ly, do đó ta có thể thực hiện được tích phân

$$\int dU = \frac{V^*}{\chi} \int d(\ln Z) \quad (2.5)$$

Tốc độ gió trong lớp khí quyển sát đất là đại lượng biến đổi liên tục theo độ cao từ mực xuất phát Z_0 đến độ cao Z nào đó. Vậy có thể tích phân (2.5) theo các cận tương ứng:

$$\int_{U_0=0}^{U_Z} dU = \frac{V^*}{\chi} \int_{Z_0}^Z d(\ln Z) \quad (2.6)$$

Sau khi thực hiện tích phân (2.6) ta tìm được:

$$U_Z = \frac{V^*}{\chi} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (2.7)$$

Biểu thức (2.7) chứng tỏ trong lớp khí quyển sát đất tốc độ gió biến đổi theo độ cao tuân theo quy luật logarit.

Từ biểu thức (2.7) có thể xác định các thông số sau đây:

1) *Độ gồ ghề Z_0 của mặt hoạt động.* Dựa vào số liệu khảo sát tốc độ gió U_2 và U_1 ở hai độ cao Z_2 và Z_1 ta có thể thiết lập biểu thức:

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{\ln \frac{Z_1}{Z_0}}{\ln \frac{Z_2}{Z_0}} \quad (2.8)$$

2) *Tốc độ động lực V^**

$$V^* = \frac{\chi}{\ln \frac{Z_0 + Z}{Z_0}} U_z \quad (2.9)$$

3) Hệ số loạn lưu K

$$K = \ell V^* = \frac{\chi^2 (Z + Z_0)}{\ln \frac{Z}{Z_0}} U_z \quad (2.10)$$

4) Hệ số trao đổi loạn lưu A

$$A = \rho K = \frac{\chi^2 \rho (Z + Z_0)}{\ln \frac{Z}{Z_0}} U_z \quad (2.11)$$

5) Năng lượng xoáy

$$\tau = \rho V^{*2} = \frac{\chi^2 \rho}{\left[\ln \frac{Z}{Z_0} \right]^2} U_z^2 \quad (2.12)$$

2.2. TÁC ĐỘNG TẦNG KẾT NHIỆT ĐỐI VỚI CHUYỂN ĐỘNG RỐI

2.2.1. Nhiễu động rối do tác động nhiệt năng

Trong lớp không khí sát đất khi các phần tử khí bị nung nóng không đồng đều từ phía mặt đất sẽ xuất hiện lực đẩy Acsimet. Đó là nguyên nhân gây ra nhiễu động rối. Biểu thức lực đẩy Acsimet có dạng:

$$f = -g(\rho_0 - \rho') \quad (2.13)$$

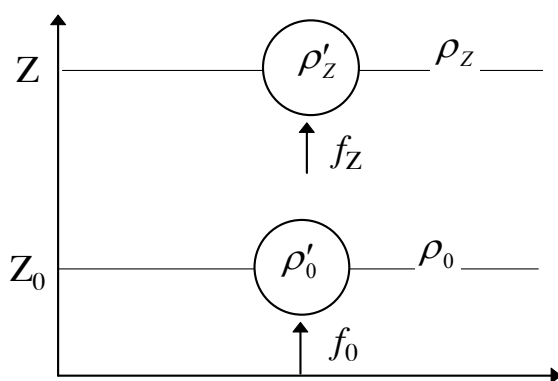
Các ký hiệu trong biểu thức (2.13) mang ý nghĩa sau: f – lực đẩy tác động vào phần tử khí theo phương thẳng đứng, ρ_0 , ρ' – mật độ của phần tử khí và

môi trường, g – gia tốc trọng trường, dấu – mang ý nghĩa là lực gia tốc trọng trường tác động ngược lại với lực f .

Sơ đồ trên hình 2.2 minh họa tác động của lực f vào một phần tử khí nhiều động xuất phát từ mực Z_0 (mực sát đất) hướng lên mực Z . Tại mực xuất phát Z_0 lực đẩy có dạng:

$$f_0 = -g(\rho_0 - \rho'_0) \quad (2.14)$$

Khi đạt tới mực Z phần tử khí hoà nhập với môi trường xung quanh nên mật độ $\rho'_0 = \rho_Z$. Vai trò của lực f_Z không còn tồn tại nhưng do quán tính, phần tử khí tiếp tục đi lên cao hơn mực Z một quãng đường nhất định nào đó.



Hình 2.2

Quy mô của sự vận động đó phụ thuộc vào trị số của lực đẩy Acimet:

$$f_0 = -g(\rho_0 - \rho'_Z) \quad (2.15)$$

Tương quan giữa mật độ ρ_Z ở mực Z và mật độ ρ_0 ở mực xuất phát ban đầu đều phản ánh các kiểu tầng kết khí quyển khi xuất hiện loạn lưu nhiệt lực.

Chúng ta hãy xét tác động của lực f_0 tương ứng với ba kiểu tầng kết sau đây:

1) Nếu $\rho_z < \rho_0$ hay nhiệt độ tại mực Z cao hơn nhiệt độ ở mức xuất phát ($T_z > T_0$) thì lực f_0 mang giá trị âm. Lực f_0 sẽ kéo phần tử nhiễu động đi xuống. Đó là trường hợp khí quyển có tầng kết ổn định hay nghịch nhiệt.

2) Nếu $\rho_z > \rho_0$ hay nhiệt độ tại mực Z thấp hơn nhiệt độ tại mức xuất phát ($T_z < T_0$) thì lực f_0 mang giá trị dương. Lực f_0 sẽ tiếp tục đẩy phần tử khí nhiễu động đi lên. Đây là trường hợp khí quyển có tầng kết bất ổn định, tạo điều kiện cho loạn lưu phát triển.

3) Nếu $\rho_z = \rho_0$ hay $T_z = T_0$ khí quyển có cân bằng phiếm định hay đẳng nhiệt, lực f_0 sẽ bị triệt tiêu, loạn lưu sẽ không phát triển được.

Tóm lại chỉ có trường hợp trong lớp khí quyển sát đất có tầng kết bất ổn định mới tạo điều kiện cho dòng rối dưới tác dụng nhiệt phát triển.

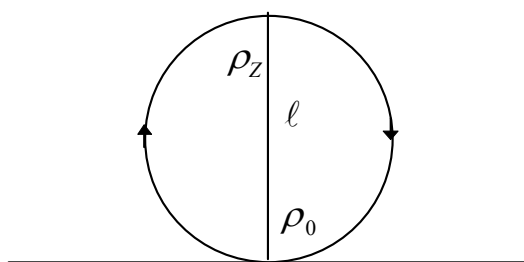
2.2.2. Thông số Richardson (Ri)

Trong thiên nhiên loạn lưu phát triển thường chịu tác động đồng thời của hai yếu tố:

- Ma sát động lực của mặt đệm.
- Sự nung nóng không đồng đều của các phần tử không khí từ phía mặt đệm.

Để đánh giá sự đóng góp của mỗi yếu tố kể trên, Richardson đã xét năng lượng sinh ra khi một xoáy loạn lưu nhiệt lực hình thành.

Mô hình (hình 2.3) mô tả một xoáy loạn lưu có kích thước ℓ , mật độ không khí tại đỉnh xoáy là ρ_z và tại chân xoáy là ρ_0 .



Hình 2.3

Tốc độ động lực của xoáy là V^* . Khi một phần tử không khí được nâng lên từ chân xoáy lên đỉnh xoáy, lực đẩy Acsimet đã sinh ra một công cơ học A

$$A = fl = -g(\rho_0 - \rho_z)\ell. \quad (2.16)$$

Bởi lẽ kích thước ℓ của xoáy không quá lớn nên ta có thể xem sự biến đổi mật độ không khí từ chân lên đỉnh xoáy là tuyến tính, do đó có thể xem đại lượng:

$$\frac{\rho_0 - \rho_z}{\ell} = \frac{d\rho}{dz}$$

hay

$$\rho_0 - \rho_z = \ell \frac{d\rho}{dz} \quad (2.17)$$

Đưa biểu thức (2.17) vào (2.16) ta có

$$A = -g\ell^2 \frac{d\rho}{dz} \quad (2.18)$$

Mặt khác khi hình thành xoáy, bản thân tốc độ động lực V^* cũng tạo ra động năng W :

$$W = \rho V^{*2} \quad (2.19)$$

Đưa biểu thức tốc độ động lực $V^* = \ell \frac{dU}{dz}$ vào (2.19) ta có:

$$W = \rho \ell^2 \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 \quad (2.20)$$

Thông số Richardson chính là tỷ số:

$$Ri = \frac{A}{W} \quad (2.21)$$

Đưa biểu thức (2.18) và (2.20) vào (2.21) ta thu được :

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\frac{d\rho}{dz}}{\left(\frac{du}{dz} \right)^2} \quad (2.22)$$

Từ phương trình trạng thái: $\rho = P / RT$, xem P là không đổi trong lớp khí quyển sát đất, ta có thể biến đổi:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = -\frac{1}{T} \frac{dT}{dz} \quad (2.23)$$

Đưa biểu thức (2.23) vào (2.22) ta có

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\frac{dT}{dz}}{\left(\frac{du}{dz} \right)^2} \quad (2.24)$$

Đối với lớp không khí sát đất ta có thể thay nhiệt độ phân tử T bằng nhiệt độ thế vị θ . Do đó ta có thể viết:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{d\theta}{dz}}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2} \quad (2.25)$$

Căn cứ vào (2.24) thì dấu của thông số Richardson hoàn toàn phụ thuộc vào gradien nhiệt độ thẳng đứng của khí quyển $\frac{dT}{dz}$. Có thể xảy ra ba trường hợp cần xét sau đây:

1) $Ri = 0$ khi $\frac{dT}{dz} = 0$ hay T không đổi theo chiều cao, khí quyển có phân bố đẳng nhiệt, trong đó có tầng kết cân bằng phiếm định.

2) $Ri > 0$ khi $\frac{dT}{dz} > 0$, nhiệt độ tăng theo chiều cao, khí quyển có phân bố nghịch nhiệt hay tầng kết ổn định.

3) $Ri < 0$ khi $\frac{dT}{dz} < 0$ hay nhiệt độ giảm khi độ cao tăng lên, khí quyển có tầng kết bất ổn định.

2.2.3. Ý nghĩa vật lý của thông số Richardson

Đối với trường hợp $\frac{dT}{dz} = 0$, số $Ri = 0$, khí quyển có cân bằng phiếm định, loạn lưu nhiệt lực không phát triển được. Vì vai trò của lực đẩy Acsimet bị triệt tiêu. Do đó chỉ có yếu tố ma sát động lực tham gia vào việc tạo xoáy loạn lưu. Trong trường hợp này ta quy ước động năng của xoáy động lực là W_0 . Khi thông số Richardson khác không thì năng lượng của xoáy sẽ có phần đóng góp của yếu tố nhiệt lực. Công thức biểu thị sự đóng góp đó là:

$$W_{Ri} = W_0 \pm A \quad (2.26)$$

Từ (2.26) suy ra:

$$W_0 = W_{Ri} \pm A = W_{Ri} (1 \pm A / W_{Ri}) = W_{Ri} (1 \pm Ri)$$

hay

$$W_{Ri} = \frac{W_0}{1 \pm Ri} \quad (2.27)$$

Từ (2.27) có thể biến đổi:

$$\rho V_{Ri}^{*2} = \frac{\rho V_{Ri=0}^{*2}}{1 \pm Ri}$$

hay

$$V_{Ri}^* = \frac{V_{Ri=0}^*}{\sqrt{1 \pm Ri}} \quad (2.28)$$

Biểu thức (2.28) chỉ có nghĩa khi mẫu số $\sqrt{1 \pm Ri} \neq 0$. Như vậy còn hai trường hợp cần xét:

1) Khi $1 \pm Ri > 0$ tức là Ri mang trị số dương. Trong trường hợp này trị số của tốc độ động lực V_{Ri}^* ngày càng giảm so với $V_{Ri=0}^*$, khi thông số Ri tăng lên. Như vậy khi tham số Ri càng lớn thì loạn lưu càng không thể phát triển.

2) Khi $1 \pm Ri < 0$ hay thông số $Ri < 0$, tốc độ động lực sẽ mang trị số ảo và loạn lưu phát triển mạnh không bị hạn chế. Tốc độ động lực chỉ bị hạn chế khi $|Ri| < 1$.

2.2.4. Hệ quả của loạn lưu nhiệt lực

Khi yếu tố nhiệt lực tham gia vào xoáy loạn lưu thì kích thước xoáy phát triển theo độ cao không tuân theo hàm tuyến tính như Prandtl giả thiết, mà tuân theo quy luật hàm mũ:

$$\ell_z = \chi (Z + Z_0)^\epsilon \quad (2.29)$$

Trong đó ε là thông số biểu thị sự đóng góp của yếu tố nhiệt lực. Thông số ε phụ thuộc vào dấu của thông số Richardson. Cụ thể là:

khi $Ri > 0$ thì $\varepsilon > 1$,

khi $Ri < 0$ thì $\varepsilon < 1$.

Từ mối liên hệ (2.29) ta suy ra biểu thức của tốc độ động lực:

$$V^* = \chi (Z + Z_0)^\varepsilon \frac{dU}{dz} \quad (2.30)$$

Biến đổi (2.30) và thực hiện tích phân ta có

$$\chi \int_{U_0}^{U_z} \frac{dU}{V^*} = \int_0^z \frac{dz}{(Z + Z_0)^\varepsilon}$$

Tại mặt đất tốc độ gió $U_0 = 0$ nên ta có:

$$U_z = \frac{V^*}{\chi (1 - \varepsilon)} \left[(Z + Z_0)^{1-\varepsilon} - Z_0^{1-\varepsilon} \right] \quad (2.31)$$

Đặt $1 - \varepsilon = m$ ta có:

$$U_z = \frac{V^*}{\chi m} \left[(Z + Z_0)^m - Z_0^m \right] \quad (2.32)$$

Biểu thức (2.32) chứng tỏ rằng: khi có tác động đồng thời của các nhân tố động lực và nhiệt lực, thì tốc độ gió biến đổi theo độ cao tuân theo quy luật hàm mũ trong môi trường khí quyển loạn lưu.

Công thức (2.32) có thể giúp chúng ta giải bài toán khảo sát tốc độ gió ngoài thực địa để xác định thông số gồ ghề Z_0 .

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{Z_1^m - Z_0^m}{Z_2^m - Z_0^m} \quad (2.33)$$

Trong đó U_1 và U_2 là tốc độ gió đo được tại độ cao Z_1 và Z_2 ngoài thực địa.

Thông số mới m có thể nhận những trị số sau đây:

$m = 0$ trong điều kiện khí quyển có tầng kết phiếm định;

$0 < m < 0,5$ trong điều kiện nghịch nhiệt mạnh;

$-0,5 < m < 0$ trong điều kiện có đối lưu mạnh, lớp khí quyển sát đất có gradien siêu đoạn nhiệt.

2.3. THÔNG LƯỢNG VẬT CHẤT TRONG CHUYỂN ĐỘNG RỐI

Sự chuyển tải năng lượng và vật chất trong lớp khí quyển sát đất theo chiều thẳng đứng được thực hiện chủ yếu là do tác động của chuyển động rối.

Chính các dòng rối trong khí quyển gây ra chuyển động rối, kèm theo sự trao đổi nhiệt và trao đổi hàm lượng các chất (hơi nước, khí, bụi...) có mặt trong khí quyển.

Các dòng vật chất trao đổi theo phương thức này có cường độ và quy mô lớn hơn rất nhiều so với quá trình khuếch tán phân tử.

2.3.1. Dòng nhiệt rối và profil thẳng đứng của nhiệt độ không khí

Theo bản chất vật lý thì dòng nhiệt rối chính là sự chuyển tải nhiệt dung của khí quyển. Nhân tố chuyển tải chính là các xoáy rối, cho nên có thể viết

$$P = -C_p \rho V^* \Delta T \quad (2.34)$$

Các ký hiệu trong biểu thức (2.34) có ý nghĩa như sau: P – thông lượng nhiệt rối theo phương thẳng đứng, C_p – nhiệt dung riêng đẳng áp của không khí khô, $C_p = 0,24$ cal/độ, V^* – tốc độ động lực, tốc độ riêng của xoáy, ΔT – chênh lệch nhiệt độ giữa hai lớp khí quyển nằm ở độ cao Z_2 và Z_1 .

$$\Delta T = T_1 - T_2 \quad (2.35)$$

Nếu chọn hai độ cao Z_2 và Z_1 trùng với đỉnh và chân xoáy, thì ta có thể biểu thị số gia nhiệt độ ΔT thông qua biểu thức vi phân sau đây:

$$\Delta T = \ell \frac{dT}{dz} \quad (2.36)$$

Thay ΔT theo biểu thức (2.36) vào (2.34) ta có:

$$P = -C_p \rho V^* \ell \frac{dT}{dz} \quad (2.37)$$

Áp dụng giả thiết thứ hai của Prandtl ta có biểu thức sau:

$$P = -C_p \rho V^* \chi (Z_0 + Z) \frac{dT}{dz} \quad (2.38)$$

Trên quãng đường tải nhiệt khi chưa xảy ra trao đổi nhiệt với môi trường xung quanh, thì có thể xem P và V^* không đổi. Trong điều kiện đó ta có thể tích phân biểu thức (2.38). Sau khi biến đổi ta có:

$$\int_0^Z \frac{dz}{(Z + Z_0)^\varepsilon} = -\frac{C_p \rho \chi V^*}{P} \int_{T_0}^{T_z} dT$$

Sau khi tích phân nhận được:

$$\ln(Z + Z_0) - \ln Z_0 = \int_0^Z \frac{C_p \rho \chi V^*}{P} (T_0 - T_z) \quad (2.39)$$

Từ biểu thức (2.39) suy ra:

$$P = \frac{C_p \rho \chi V^*}{\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0}} (T_0 - T_z) \quad (2.40)$$

Biểu thức (2.40) cho ta thấy được bản chất của thông lượng nhiệt rối trong lớp khí quyển sát đất. Từ đó chúng ta có thể đi đến những kết luận như sau:

a) Thông lượng nhiệt rối tỷ lệ thuận với tốc độ động lực của xoáy rối. Nhưng tốc độ động lực

$$V^* = \frac{\chi}{\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0}} U_Z,$$

nên ta có thể đưa biểu thức (2.40) về dạng:

$$P = \frac{C_p \rho \chi^2}{\left[\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0} \right]^2} U_Z (T_0 - T_Z) \quad (2.41)$$

Có thể đặt hệ số tỷ lệ $\frac{C_p \rho \chi^2}{\left[\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0} \right]^2} = C_Z$ làm cho biểu thức (2.41) ngắn

gọn hơn:

$$P = C_Z U_Z (T_0 - T_Z) \quad (2.42)$$

Biểu thức (2.42) chứng tỏ thông lượng nhiệt tỷ lệ thuận với tốc độ gió U_Z . Điều đó gợi ý cho ta một khả năng cải tạo vi khí hậu trong lớp không khí sát đất, hoặc trong các khu nhà ở, các khu công xưởng bằng cách tạo khả năng thông gió để làm toả nhiệt, hoặc hạn chế bớt tốc độ gió để giữ nhiệt, tùy môi trường và điều kiện sống đòi hỏi.

b) Từ biểu thức (2.40) có thể suy ra profil thẳng đứng của nhiệt độ trong lớp không khí sát đất khi có chuyển động rối

$$\frac{T_0 - T_z}{T_0 - T_1} = \frac{\ln \frac{Z}{Z_0}}{\ln \frac{Z_1}{Z_0}} \quad (2.43)$$

Như vậy sự phân bố của nhiệt độ không khí trong lớp khí quyển sát đất theo độ cao tuân theo quy luật hàm logarit.

2.3.2. Dòng hơi nước trong chuyển động rối

Thông lượng hơi nước trong chuyển động rối cũng do các dòng không khí chuyển tải. Biểu thị hàm lượng nước của không khí ẩm thông qua độ ẩm riêng và tỷ ẩm:

$$q = \rho s,$$

ở đây ρ là mật độ không khí, q là độ ẩm riêng, s là tỷ ẩm.

Thông lượng ẩm do dòng rối chuyển tải theo phương thẳng đứng tỷ lệ với tốc độ động lực V^* (tốc độ riêng của xoáy rối) và độ chênh lệch độ ẩm riêng giữa hai lớp không khí nằm ngang. Do đó ta có thể viết biểu thức:

$$E = -V^* \rho \Delta s \quad (2.44)$$

Trong biểu thức (2.44) các ký hiệu có ý nghĩa: E – thông lượng ẩm theo phương thẳng đứng, Δs – độ chênh lệch tỷ ẩm giữa hai lớp không khí ở các độ cao Z_1, Z_2 (Z_1, Z_2 trùng với đỉnh và chân xoáy).

Áp dụng biểu thức $\Delta s = \ell \frac{ds}{dz}$ ta có thể đưa giả thiết thứ hai của Prandtl về dạng:

$$E = -\chi \rho V^* (Z_0 + Z) \frac{ds}{dz} \quad (2.45)$$

Trên quãng đường chuyển tải, khi chưa xảy ra trao đổi vật chất giữa các phần tử loạn lưu với môi trường xung quanh, thì có thể xem thông lượng ẩm E và tốc độ động lực V^* là không đổi. Trong điều kiện đó ta có thể tích phân được biểu thức (2.45). Sau khi biến đổi ta đưa biểu thức (2.45) về dạng tích phân:

$$\frac{-\chi \rho V^*}{E} \int_{s_0}^{s_z} ds = \int_0^Z \frac{dz}{Z + Z_0}$$

Thực hiện tích phân ta có:

$$-\frac{\chi \rho V^*}{E} (s_0 - s_z) = \ln \frac{Z + Z_0}{Z_0} \quad (2.46)$$

Từ (2.46) suy ra:

$$E = \frac{\chi \rho V^*}{\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0}} (s_0 - s_z) \quad (2.47)$$

Đưa biểu thức

$$V^* = \frac{\chi}{\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0}} U_z$$

vào (2.47) ta có

$$E = \frac{\chi^2 \rho}{\left[\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0} \right]^2} U_z (s_0 - s_z) \quad (2.48)$$

Biểu thức (2.48) chứng tỏ trong lớp khí quyển sát đất dòng ẩm rối (có thể xem là tốc độ bốc hơi) tỷ lệ thuận với tốc độ gió U_z và độ chênh lệch tỷ ẩm giữa các lớp không khí nằm ngang. Điều này có thể giúp ta đề xuất các phương án cải tạo vi khí hậu, đặc biệt là làm thay đổi tốc độ bốc hơi trên các dạng bề mặt một cách có hiệu quả.

Nếu trong biểu thức (2.48) ta thay tỷ số ẩm s bằng độ ẩm tuyệt đối a thông qua mối liên hệ: $s = 0,622 \frac{a}{p}$ (ở đây p là áp suất khí quyển) và đặt hệ số tỷ lệ:

$$\frac{\chi^2 \rho}{\left[\ln \frac{Z + Z_0}{Z_0} \right]^2} = D_Z$$

thì có thể nhận được biểu thức rút gọn sau đây:

$$E = 0,622 D_Z U_Z (a_0 - a) / p \quad (2.49)$$

Công thức (2.49) chính là dạng tương tự của công thức bốc hơi Danton, được chính ông thành lập trên cơ sở thực nghiệm. Chỉ khác là hệ số khuếch tán bốc hơi phân tử λ của công thức Danton được thay thế bằng hệ số khuếch tán rối D_Z trong trường hợp dòng rối bốc hơi.

Từ biểu thức (2.48) ta có thể thiết lập được profil thẳng đứng của tỷ ẩm và độ ẩm tuyệt đối trong lớp khí quyển sát đất:

$$\frac{s_0 - s_z}{s_0 - s_1} = \frac{\ln \frac{Z_1}{Z_0}}{\ln \frac{Z_z}{Z_0}} \quad (2.50)$$

Chương 3

QUY LUẬT HÌNH THÀNH VI KHÍ HẬU TRONG THỔ NHƯỠNG

Người ta quan niệm thổ nhưỡng là lớp trên cùng của vỏ quả đất có thể canh tác, trồng trọt. Trong lớp đất đó bộ rễ của cây cỏ có thể phát triển được. Thổ nhưỡng là môi trường xảy ra sự trao đổi vật chất, năng lượng và nước giữa thực vật và lớp vỏ trái đất. Cho nên việc nghiên cứu chế độ nhiệt, chế độ ẩm của thổ nhưỡng có tầm quan trọng đặc biệt đối với đời sống cây trồng và thực vật.

3.1. CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT HOẠT ĐỘNG VÀ DAO ĐỘNG NHIỆT ĐỘ BỀ MẶT THỔ NHƯỠNG

Sự dao động nhiệt độ tại các độ sâu khác nhau trong thổ nhưỡng phụ thuộc vào dao động nhiệt lượng truyền từ mặt hoạt động xuống.

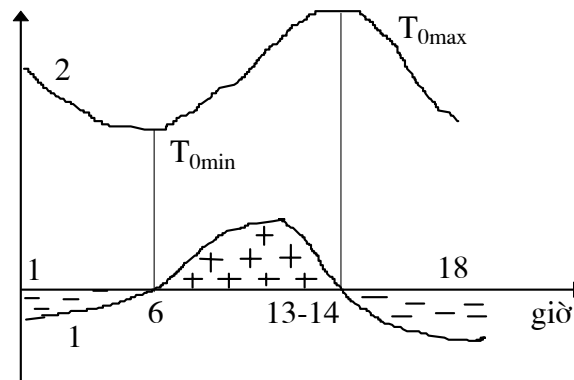
Xuất phát từ phương trình cân bằng nhiệt dạng tổng quát của lớp hoạt động:

$$Q(1 - \alpha) - E^* \pm P \pm LE \pm q = \lambda$$

ta có thể hiểu λ là nhiệt lượng được tích lũy trong lớp thổ nhưỡng bề mặt. Chính nhiệt lượng tích lũy này sẽ gây ra những dao động nhiệt độ của lớp hoạt động. Bản chất vật lý của quá trình dao động đó được minh họa bằng biểu thức sau:

$$\lambda \left[\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{s}} \right] = \frac{dq}{dt} = \rho c \Delta z \frac{dT_0}{dt} \quad (3.1)$$

Các đại lượng trong biểu thức (3.1) mang ý nghĩa sau đây: $\frac{dq}{dt}$ – cường độ của thông lượng nhiệt đi vào bề mặt thổ nhưỡng, $\frac{dT_0}{dt}$ – dao động nhiệt độ của lớp hoạt động (nhiệt độ lớp bề mặt), Δz – bề dày của lớp hoạt động, c – nhiệt dung riêng của thổ nhưỡng, ρ – mật độ thổ nhưỡng, λ chính là nhiệt tích lũy hoặc tiêu hao diễn ra liên tục, quá trình này gây ra những dao động nhiệt độ của lớp hoạt động. Ta có thể minh họa mối quan hệ hàm số giữa nhiệt lượng tích lũy λ và dao động nhiệt độ $\frac{dT_0}{dt}$ bằng đồ thị (hình 3.1).



1- đường cong biến thiên của cân bằng nhiệt

2- đường cong biến thiên của nhiệt độ mặt đất

Hình 3.1

Trên đồ thị hình 3.1 lượng nhiệt tích lũy của lớp bề mặt được biểu thị bằng diện tích nằm giữa đường cong biến thiên của λ (đường cong 1) và trục hoành. Phần diện tích nằm trên trục hoành biểu thị nhiệt lượng tích lũy, phần nằm dưới trục hoành biểu thị nhiệt lượng tiêu hao. Tổng nhiệt lượng tích lũy được và tiêu hao trong một chu kỳ, một ngày đêm của lớp bề mặt sẽ bằng không. Vào thời điểm $\lambda = 0$ (đường cong cắt trục hoành ở điểm 6 và 13) tương ứng với $\frac{dT_0}{dt} = const$, sẽ xảy ra các cực trị nhiệt độ của lớp bề mặt thổ nhưỡng.

3.2. QUY LUẬT DAO ĐỘNG NHIỆT ĐỘ Ở CÁC ĐỘ SÂU THỎ NHƯỠNG

TRONG

3.2.1. Dao động nhiệt độ tại bề mặt thổ nhưỡng

Bề mặt thổ nhưỡng là bề mặt trực tiếp hấp thụ bức xạ mặt trời ban ngày khi có chiếu nắng và tự phát ra bức xạ vào ban đêm. Quá trình hấp thụ bức xạ và tự phát xạ sẽ gây ra sự dao động nhiệt độ của bề mặt theo dạng đường hình sin, tức là phương trình dao động nhiệt độ có dạng:

$$T_0(t) = \bar{T}_0 + A_0 \sin \frac{2\pi}{\tau} t \quad (3.2)$$

Trong công thức (3.2) các ký hiệu có ý nghĩa sau đây: \bar{T}_0 – nhiệt độ trung bình ngày của bề mặt thổ nhưỡng, A_0 – nửa biên độ dao động ngày đêm của nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng, τ – chu kỳ quay ngày đêm của quả đất, $\frac{2\pi}{\tau} t$ – là góc giờ để tính giờ địa phương.

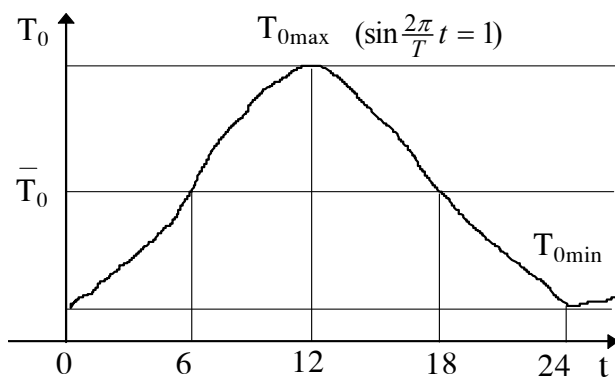
Từ phương trình dao động nhiệt độ (3.2) của bề mặt thổ nhưỡng ta có thể rút ra các kết luận sau:

Trong một chu kỳ ngày đêm sẽ xảy ra các cực trị nhiệt độ vào các thời điểm hàm $\sin \frac{2\pi}{\tau} t$ nhận các giá trị ± 1 , tức là

$$T_{0\max} = \bar{T}_0 + A_0 \quad \text{và} \quad T_{0\min} = \bar{T}_0 - A_0$$

Ngoài ra nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng còn có hai lần đạt giá trị đặc biệt $T_0 = \bar{T}_0$ vào thời điểm hàm $\sin \frac{2\pi}{\tau} t = 0$ tương ứng với góc giờ địa phương

$$\frac{2\pi}{\tau} t = 0 \quad \text{và} \quad \frac{2\pi}{\tau} t = \frac{3\pi}{2}.$$



Hình 3.2. Biến trởnh ngày của nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng

Để xác định mốc thời gian tính toán trị số của hàm dao động nhiệt độ người ta phải chọn mốc tính giờ địa phương phù hợp với bốn giá trị đặc biệt nói trên của hàm nhiệt độ. Thời điểm xảy ra cực trị nhiệt độ thứ nhất tương ứng với 12 giờ trưa, còn thời điểm xảy ra cực trị thứ hai tương ứng với 24 giờ đêm. Các thời

điểm hàm dao động nhiệt độ nhận giá trị $T_0 = \bar{T}_0$ là 6 giờ sáng và 18 giờ chiều. Sự tương ứng nói trên được minh hoạ trên đồ thị hình 3.2.

3.2.2. Quy luật dao động nhiệt độ ở các lớp thổ nhưỡng dưới sâu

Dao động nhiệt độ ở các lớp thổ nhưỡng dưới sâu thể hiện các quy luật sau đây:

a/ Chu kỳ dao động không đổi theo độ sâu. Do phụ thuộc vào chu kỳ của bức xạ mặt trời đi xuống mặt đất mà chu kỳ dao động nhiệt độ của bề mặt thổ nhưỡng thể hiện hai chu kỳ hoàn chỉnh: chu kỳ dao động ngày đêm và chu kỳ dao động năm (nhiệt độ biến đổi theo mùa trong năm). Hai chu kỳ dao động đó được bảo tồn tại các độ sâu khác nhau trong thổ nhưỡng.

b/ Biên độ dao động giảm dần theo độ sâu. Tốc độ giảm biên độ dao động tuân theo quy luật hàm mũ:

$$A_z = A_0 e^{-az} \quad (3.3)$$

Ở đây A_z là biên độ dao động nhiệt độ ở độ sâu z , A_0 là biên độ dao động nhiệt độ tại bề mặt thổ nhưỡng, a là hệ số tắt dao động.

Căn cứ vào biểu thức (3.3) có thể nói rằng: càng xuống sâu biên độ dao động càng giảm đi, tới một độ sâu nhất định biên độ dao động sẽ bằng không, tức là tại độ sâu nào đó sẽ không còn tồn tại dao động nhiệt độ nữa.

c/ Càng xuống sâu pha dao động càng chậm lại. Sự chậm pha thể hiện theo qua quy luật hàm tuần hoàn sau đây:

$$T_z(t) = T_0 + A_0 e^{-az} \sin \frac{2\pi}{\tau} (t - bz) \quad (3.4)$$

Ở đây bz có thứ nguyên của góc giờ, do đó có thể đặt $bz = t_1$.

d/ Độ sâu tắt dao động nhiệt độ:

Căn cứ vào biểu thức (3.3) có thể rút ra kết luận $A_z \rightarrow 0$ khi $z \rightarrow \infty$. Điều đó chỉ mang ý nghĩa lý thuyết. Còn trong thực tế việc xác định độ sâu z tại đó tắt dao động sẽ tùy thuộc vào việc đặt điều kiện thích hợp. Chẳng hạn có thể thừa nhận khi tới một độ sâu cần thiết nào đó mà biên độ dao động nhiệt độ giảm đi 1000 lần so với biên độ tại bề mặt thì có thể xem biên độ đó bằng không. Tức là đặt

$$\frac{A_z}{A_0} = 0,001 = e^{-az} \quad (3.5)$$

Logarit hoá biểu thức (3.5) ta có phương trình:

$$\lg 0,001 = -aZ \lg e$$

$$-3 = -0,43aZ$$

Tính độ sâu

$$H = Z = \frac{3}{0,43a} = \frac{7}{a} \quad (3.6)$$

Ở đây H là độ sâu mà tại đó biên độ dao động có thể xem như bằng không. H chính là bề dày của lớp hoạt động. Bề dày H phụ thuộc vào môi trường vật lý, môi trường tự nhiên thông qua hệ số a (hệ số a được xác định bằng thực nghiệm).

3.3. TUẦN HOÀN NHIỆT TRONG LỚP HOẠT ĐỘNG VÀ BIỆN PHÁP CẢI TẠO CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA THỔ NHƯỠNG

Quá trình tuần hoàn nhiệt trong lớp hoạt động diễn ra trong một chu kỳ ngày đêm hoặc chu kỳ năm gồm hai giai đoạn:

- 1) Giai đoạn tích lũy nhiệt lượng,
- 2) Giai đoạn tiêu hao nhiệt lượng.

Quá trình tích lũy hay tiêu hao nhiệt lượng đối với một thể tích thổ nhưỡng xác định liên quan với nhiệt lượng tải qua một đơn vị diện tích của khối thổ nhưỡng ấy. Thông lượng nhiệt được chuyển qua một đơn vị diện tích bề mặt được biểu thị thông qua gradien nhiệt độ

$$q = \beta \frac{dT}{dz} \quad (3.7)$$

trong đó β – hệ số dẫn nhiệt của thổ nhưỡng, $\frac{dT}{dz}$ – gradien nhiệt độ thẳng đứng trong thổ nhưỡng.

Quá trình tích lũy và tiêu hao nhiệt lượng xảy ra trong thổ nhưỡng chủ yếu gắn với quá trình hấp thụ năng lượng bức xạ mặt trời và quá trình tự phát xạ, nên thông lượng nhiệt q ban ngày hướng xuống các lớp dưới sâu, còn ban đêm lại hướng đi lên bề mặt thổ nhưỡng. Thời gian xảy ra tích lũy nhiệt là thời gian cân nhiệt của mặt hoạt động có giá trị dương. Nếu xét cho chu kỳ một ngày đêm, theo đồ thị hình 3.1 thì thời điểm bắt đầu và thời điểm kết thúc của giai đoạn tích lũy nhiệt trùng với thời điểm xảy ra cực trị nhiệt độ của mặt hoạt động.

Sử dụng mối tương quan $\lambda = \frac{dq}{dt}$ ta có thể tính được nhiệt lượng đã tích lũy hoặc tiêu hao của một thể tích thổ nhưỡng sau một thời đoạn từ t_0 đến t

$$\omega_+ = \lambda \int_{t_0}^t \frac{dq}{dt} dt = dq|_{t_0}^t = q(t) - q(t_0) \quad (3.8)$$

Có thể hiểu $q(t)$ và $q(t_0)$ là nhiệt dung của thể tích thổ nhưỡng tại thời điểm tích lũy ban đầu t_0 và thời điểm tích lũy sau cùng t .

Nếu chọn t_0 ứng với thời điểm xảy ra nhiệt độ cực tiểu của mặt hoạt động (thể tích thổ nhưỡng có nhiệt dung nhỏ nhất) và t là thời điểm xảy ra nhiệt độ cực đại của mặt hoạt động (thời điểm thể tích thổ nhưỡng có nhiệt dung lớn nhất) ta có thể thiết lập biểu thức tính nhiệt dung cho một cột thổ nhưỡng có chiều dày là H và đáy một đơn vị diện tích:

$$q_{\min} = \rho CH T_{\min} \quad (3.9)$$

$$q_{\max} = \rho CH T_{\max} \quad (3.10)$$

Trong hai biểu thức (3.9) và (3.10) phải chọn T_{\max} và T_{\min} đặc trưng cho cả lớp hoạt động có bề dày H tức là tính T_{\max} và T_{\min} trung bình cho cả lớp hoạt động.

Đưa các biểu thức (3.9) và (3.10) vào (3.8) ta có:

$$\omega_+ = \rho CH(T_{\max} - T_{\min}) \text{ hay } \omega_+ = A_H \rho CH \quad (3.11)$$

Trong biểu thức (3.11) A_H là biên độ dao động nhiệt độ tính trung bình cho cả lớp hoạt động, ρ , C tuần tự là mật độ và nhiệt dung riêng của thổ nhưỡng. Thay $H = 7/a$ ta có:

$$\omega_+ = 7\rho CA_H / a \quad (3.12)$$

Trong công thức (3.12) để có được trị số A_H ta phải tiến hành khảo sát nhiệt độ thổ nhưỡng liên tục ở những độ sâu khác nhau. Việc làm đó gặp nhiều khó khăn về công sức và trang thiết bị, cho nên để đơn giản công việc người ta có thể thay $A_H = A_0$ là biên độ dao động nhiệt độ của bề mặt thổ nhưỡng. Theo các khảo sát thực tế thì trị số của $A_0 \approx A_H$ nên có thể thay biểu thức (3.12) bằng biểu thức sau đây:

$$\omega_+ = 7\rho CA_0 / a \quad (3.13)$$

Biểu thức (3.13) cho thấy nhiệt lượng tích lũy hoặc tiêu hao trong một chu kỳ thời gian đối với một lớp hoạt động phụ thuộc vào tác động tổng hợp của các yếu tố: nhiệt độ bề mặt, các thông số vật lý như nhiệt dung riêng C , hệ số tắt dao động a của môi trường tự nhiên. Cho nên muốn cải tạo chế độ nhiệt của thổ nhưỡng người ta có thể sử dụng những biện pháp làm thay đổi các thông số vật lý nói trên, tức là có thể tăng độ ẩm hoặc làm khô thổ nhưỡng tùy theo yêu cầu cải tạo. Biện pháp làm biến đổi độ ẩm trong thổ nhưỡng có tác dụng làm biến đổi đồng thời biên độ dao động nhiệt độ bề mặt, nhiệt dung riêng C , mật độ ρ , hệ số tắt dao động a của môi trường.

3.4. CÂN BẰNG ẤM CỦA THỔ NHƯỠNG

3.4.1. Cân bằng ẩm của lớp trên mặt

Lớp trên mặt của thổ nhưỡng theo quan điểm tuần hoàn ẩm là lớp nhận trực tiếp nguồn nước mưa cũng như nguồn hơi nước ngưng kết trên bề mặt. Ngược lại tại lớp bề mặt thổ nhưỡng lượng nước bị tiêu hao đi do quá trình bốc thoát hơi và quá trình tự chảy (tự ngấm) xuống các lớp thổ nhưỡng bên dưới. Phương trình cân bằng nước của lớp bề mặt có dạng tổng quát sau đây

$$O + i - E - n = W \quad (3.14)$$

trong đó O – lượng mưa khí quyển thấm vào đất, i – lượng nước ngưng kết trên bề mặt thấm vào đất, E – tổng lượng bốc hơi từ bề mặt, n – lượng nước

thấm xuống các lớp bên dưới, W – hàm lượng ẩm của một đơn vị thể tích thổ nhưỡng tại lớp bề mặt.

Hàm lượng ẩm là đại lượng biến đổi theo thời gian nên có thể xem W là hàm của thời gian: $W = W(t)$. Sự biến đổi của hàm lượng ẩm phụ thuộc vào sự biến động của các đại lượng: lượng mưa khí quyển O , lượng bốc hơi E và lượng nước ngưng kết i .

Trong các đại lượng kể trên thì lượng nước ngưng kết và lượng nước bốc hơi thể hiện biến trình ngày rõ rệt, còn lượng nước mưa O chỉ thể hiện rõ rệt biến trình năm mà thôi. Do đó khi xét biến trình ngày của hàm lượng ẩm W ta có thể không cần quan tâm đến yếu tố mưa.

Vì trong chu kỳ mưa yếu tố mưa có thể che lấp biến trình ngày của hai yếu tố nói trên. Ngược lại khi xét biến trình năm của lượng ẩm W thì yếu tố mưa trở thành yếu tố chủ đạo.

Khi đánh giá nhu cầu cung cấp nước cho lớp thổ nhưỡng bề mặt cần phải chú ý đến cân bằng nước (3.14) để đề xuất lịch tưới hợp lý và kinh tế nhất.

3.4.2. Cân bằng nước của lớp hoạt động

Lớp hoạt động bao gồm cả lớp trên mặt của thổ nhưỡng nên phương trình cân bằng nước có dạng:

$$O(1 \pm K) \pm E = W \quad (3.15)$$

Trong công thức (3.15) O là lượng mưa khí quyển, K là hệ số dòng chảy bề mặt. Đối với vùng địa hình trũng tụ nước thì K mang dấu dương, ngược lại đối với vùng địa hình nhô cao, nước chảy đi thì K mang dấu âm, E là lượng nước ngưng kết hoặc bốc hơi trên bề mặt.

Trong phương trình (3.15) các thành phần lượng mưa khí quyển, lượng nước bốc hơi E đều thể hiện biến trình năm rõ rệt. Do đó cân bằng nước W của lớp hoạt động cũng có biến trình năm rõ rệt.

Trong công thức (3.15) lượng mưa khí quyển O có thể đo ở trạm khí tượng gần nhất, hệ số K phụ thuộc dạng địa hình (là một nhân tố tạo vi khí hậu) được xác định thông qua những đợt khảo sát thực tế ở mỗi địa phương cụ thể, còn tổng lượng bốc hơi E thường được xác định thông qua các phương pháp tính gián tiếp. Chúng ta có thể tham khảo một số phương pháp tính lượng bốc hơi sau đây:

Phương pháp tính lượng bốc hơi của Andreanov có dạng như sau:

$$E = (E_0 - RZ) \frac{W_d + \frac{1 - RZ}{2}}{W_r + \frac{E_0 - RZ}{2}} \quad (3.16)$$

Theo Andreanov thì hệ số R được xác định bằng biểu thức:

$$R = 1 - \frac{W_d}{W_r}$$

ở đây W_d là hàm lượng ẩm của thổ nhưỡng vào đầu chu kỳ tính, W_r là hàm lượng ẩm của thổ nhưỡng vào thời điểm cần xác định lượng bốc hơi, Z là tổng lượng mưa của cả chu kỳ, E_0 là lượng bốc hơi khả năng của khu vực.

Có nhiều phương pháp để xác định lượng bốc hơi khả năng. Chúng ta có thể tham khảo phương pháp đơn giản nhất do Ivanov đề xuất.

Theo ông thì có thể sử dụng nhiệt độ trung bình và độ ẩm tương đối trung bình của trạm khí tượng trong vùng để xác định khả năng bốc hơi:

$$E_0 = 0,0018(25 + T^2)(100 - r). \quad (3.17)$$

Công thức (3.17) áp dụng cho những vùng có đầy đủ lượng ẩm, chẳng hạn như vùng hồ, vùng đầm lầy, thì sẽ cho kết quả tốt. Còn đối với những vùng khô hạn thì trị số E_0 thu được sẽ cao hơn thực tế.

Cân bằng nước của lớp hoạt động biến đổi theo thời gian. Sự biến đổi của cân bằng nước có mối tương quan hàm số với hàm lượng nước của thổ nhưỡng. Nếu ký hiệu U là hàm lượng nước của lớp hoạt động thì ta có thể biểu thị mối tương quan hàm số như sau:

$$W = \frac{dU}{dt} \quad (3.18)$$

Tích phân biểu thức (3.18) theo thời gian ta sẽ có biểu thức sau đây:

$$W_* = \int_{t_1}^{t_2} \frac{dU}{dt} = U(t_2) - U(t_1) \quad (3.19)$$

Nếu chọn t_1 là thời điểm bắt đầu mùa mưa còn t_2 là thời điểm kết thúc mùa mưa thì $U(t_1)$ chuyển thành U_{\min} còn $U(t_2)$ chuyển thành U_{\max} .

Do đó ta có thể viết:

$$W_* = U_{\max} - U_{\min} \quad (3.20)$$

Biểu thức (3.20) chứng tỏ lượng nước biến đổi trong lớp hoạt động (tích lũy trong mùa mưa và tiêu hao trong mùa khô) tạo thành cân bằng nước của một chu kỳ thời gian. Trong quá trình tiêu hao nước thông qua con đường bốc hơi, hàm lượng ẩm của lớp hoạt động giảm dần tới giới hạn cạn kiệt, khi đó sẽ gây ra sự thiếu hụt nước đối với cây trồng. Do đó vào mùa khô ở các vùng có khí hậu khô phải khảo sát định kỳ hàm lượng ẩm $U(t)$ trong thổ nhưỡng để đề xuất việc tưới nước kịp thời. Biện pháp hữu hiệu để duy trì hàm lượng ẩm trong thổ nhưỡng là hạn chế tối đa sự bốc thoát hơi bề mặt. Có thể trồng những dải rừng chắn gió, hoặc xây dựng những hồ chứa nước lớn để làm giảm bớt sự khô hạn trong vùng.

Chương 4

PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VI KHÍ HẬU

4.1. ĐẶT VẤN ĐỀ

Khí hậu địa phương và vi khí hậu có nhiều điểm khác biệt so với khí hậu quy mô lớn (khác biệt về nhân tố thành tạo, quá trình thành tạo, vai trò chủ đạo của nhân tố thành tạo), nên phương pháp nghiên cứu cũng khác nhau.

Ngày nay gắn với nhiều mục đích ứng dụng: thiết kế các công trình xây dựng, thiết kế các dải rừng chắn gió, quy hoạch các khu đô thị, các khu công nghiệp mới, cải tạo vi khí hậu ở những vùng đất đai đã bị khai thác kiệt quệ, bố trí các khu nhà nghỉ mát, dưỡng bệnh, quy hoạch các vùng cây đặc sản... do đó việc cung cấp các số liệu vi khí hậu sẽ góp phần làm cho công việc quy hoạch đúng hướng, tận dụng được các tiềm năng sẵn có của tự nhiên, tránh được những hậu quả do vi phạm các quy luật tự nhiên gây ra. Tùy thuộc vào tính chất khẩn cấp của công việc, tùy thuộc vào khả năng cung cấp trang thiết bị chuyên dùng mà việc nghiên cứu vi khí hậu phát triển theo hai hướng sau đây:

- 1) Hướng nghiên cứu dựa trên phương pháp thí nghiệm vật lý và mô hình hoá.
- 2) Hướng nghiên cứu dựa trên các khảo sát thực địa.

4.2. PHƯƠNG PHÁP THÍ NGHIỆM VẬT LÝ - MÔ HÌNH HOÁ

Khi nghiên cứu vi khí hậu ngoài thực địa ngoài việc đo đạc trực tiếp các yếu tố vi khí hậu người ta còn phải tính toán các yếu tố ấy dựa theo những số liệu đo đạc trực tiếp và các thông số vật lý của các thực thể tạo ra môi trường. Các thông số vật lý thường được xác định bằng các thí nghiệm vật lý trong

phòng thí nghiệm. Ví dụ khi cần xác định dòng nhiệt truyền xuống các lớp sâu của thổ nhưỡng cần phải xác định hệ số dẫn nhiệt, khi xác định khả năng hấp thụ bức xạ và khả năng phát xạ của các dạng bề mặt tự nhiên, cần phải xác định hệ số hấp thụ và phát xạ của các loại đất đá tạo nên các loại bề mặt ấy. Để làm những việc đó người ta phải tiến hành các thí nghiệm vật lý trong phòng thí nghiệm.

Các thí nghiệm vật lý chỉ cung cấp được những thông số riêng rẽ để hỗ trợ cho công việc khảo sát thực địa. Để nghiên cứu tác động tổng hợp của các nhân tố tạo ra các kiểu vi khí hậu nào đó người ta phải sử dụng phương pháp mô hình hoá. Đó là phương pháp thực nghiệm đo đạc trên các mô hình dựng lại tương tự như các đối tượng nghiên cứu ngoài tự nhiên với kích thước thu nhỏ lại. Dựa vào các mô hình đó người ta có thể nghiên cứu những quy luật và những quá trình thành tạo vi khí hậu khi có sự biến đổi của một nhân tố chủ đạo nào đó. Ngoài ra có thể nghiên cứu sự phân bố vi khí hậu phụ thuộc vào cấu trúc địa hình. Trên cơ sở nghiên cứu các yếu tố vi khí hậu trên mô hình mà người ta đề xuất các phương án cải tạo vi khí hậu trong thực tế đạt hiệu quả nhất. Để có được những thông số gần đúng với chính nó trong tự nhiên người ta thường áp dụng phương pháp tính toán đồng dạng được áp dụng rộng rãi trong cơ học ứng dụng.

4.3. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VI KHÍ HẬU NGOÀI THỰC ĐỊA

4.3.1. Yêu cầu và ý nghĩa của việc nghiên cứu vi khí hậu ngoài thực địa

Việc khảo sát vi khí hậu ngoài thực địa được tổ chức trên một khu vực cụ thể nhằm làm sáng tỏ các quy luật vi khí hậu đã được dự đoán trước. Kết quả của việc khảo sát phụ thuộc vào hai điều kiện sau đây:

- a) Độ hoàn thiện (độ chính xác) của máy móc, dụng cụ quan trắc.
- b) Đặt vấn đề nghiên cứu đúng hướng, đúng mục tiêu. Cần phải cụ thể hoá các yêu cầu nghiên cứu, xác định các yếu tố nghiên cứu chủ yếu.

Vì thời gian khảo sát có hạn, mối quan hệ giữa vi khí hậu và các nhân tố địa lý nói chung là phức tạp, nếu không xác định được mục tiêu nghiên cứu cụ thể thì sẽ khó rút ra được các kết luận xác đáng dựa trên dãy số liệu khảo sát ngắn ngủi.

Khi làm cụ thể hoá nhiệm vụ nghiên cứu cần chú ý phân biệt hai loại nghiên cứu sau đây:

Việc nghiên cứu các hiện tượng khí tượng không chỉ đơn thuần mang ý nghĩa khí tượng mà phải coi các hiện tượng đó là môi trường gây nên các hiện tượng khác.

Coi hiện tượng khí tượng như đối tượng nghiên cứu chủ yếu và cần nghiên cứu sự phụ thuộc của nó vào các điều kiện địa lý tự nhiên. Ví dụ rừng và các hồ nước có tác dụng cải tạo vi khí hậu...

Khi giải quyết nhiệm vụ nghiên cứu thứ nhất cần phải chỉ ra cường độ của các yếu tố khí tượng, sự phân hoá theo thời gian, không gian của các yếu tố khí tượng.

Khi giải quyết nhiệm vụ thứ hai cần phải tìm ra được mối tương quan giữa các điều kiện địa lý tự nhiên với một số hiện tượng và yếu tố khí tượng nào đó tại địa phương nghiên cứu để rút ra quy luật vận dụng cho các địa phương khác có điều kiện địa lý tương tự.

Ví dụ: Dạng địa hình, độ cao trên biển, độ cao tương đối, độ gần bờ biển, lớp phủ thực vật đều có tác dụng làm thay đổi điều kiện nhiệt, ẩm của khu vực.

4.3.2. Các giai đoạn thực hiện ý đồ nghiên cứu

a) Tìm hiểu sơ bộ lãnh thổ

- Có thể tiến hành một số quan trắc sơ bộ
- Có thể tham khảo ý kiến, kinh nghiệm sống của cán bộ, nhân dân sống lâu năm tại địa phương để nắm bắt vấn đề một cách có định hướng.

b) Lập sơ đồ nghiên cứu và tiến hành khảo sát

Việc lập sơ đồ khảo sát chỉ được vạch trên cơ sở sau khi đã nghiên cứu tổng thể các điều kiện địa lý tự nhiên trong khu vực để có định hướng nghiên cứu ảnh hưởng của các điều kiện địa lý tới sự biến đổi các yếu tố khí tượng. Tùy thuộc vào khả năng cung cấp máy móc dụng cụ quan trắc và lực lượng cán bộ phục vụ cho một đợt khảo sát mà người ta chọn một trong hai phương án sau đây:

- Khảo sát tại một số điểm chìa khoá cố định.

- Khảo sát theo tuyến di động cắt ngang dạng địa hình hoặc các cảnh diện địa hình.

Quan điểm phân cấp các đơn vị diện địa tổng thể theo những phạm trù sau:

Diện địa lý \rightarrow Nhóm diện địa lý \rightarrow Dạng địa lý \rightarrow Cảnh địa lý

Cảnh địa lý thuộc một miền của đới địa lý. Trong phạm vi đới nhiệt đới các cảnh địa lý có thể là: cảnh biển, cảnh bờ đông, bờ tây, cảnh núi cao nguyên, đồng bằng (đồng cỏ, sa mạc, rừng...).

c) Tiến hành khảo sát thực địa

Sau khi đã chọn phương án khảo sát thì tiến hành tổ chức khảo sát trên thực địa. Ví dụ chúng ta cần khảo sát sự phân hoá vi khí hậu của một khu vực đối với yếu tố nhiệt độ (lập địa nhiệt độ), đối với tốc độ và hướng gió, chúng ta sẽ phân tích các bước tiến hành hai loại khảo sát này.

- *Lập địa nhiệt độ*: Cụ thể là lập địa nhiệt độ tối thấp trong thời kỳ mùa đông để xác định mức độ tác hại của băng giá đối với các khu vực khác nhau trong lãnh thổ.

Khu vực có băng giá mạnh là khu vực thường cũng có biên độ dao động ngày đêm của nhiệt độ lớn nhất, độ ẩm không khí xuống thấp và thường rơi vào các bồn địa thung lũng khép kín, lắng đọng không khí lạnh vào ban đêm.

Nhiệm vụ chính của việc lập địa nhiệt độ này là xác định mức độ sương giá tại địa phương nhiều hay ít so với trạm khí tượng gần nhất.

Mạng lưới điểm quan trắc được chọn ở các điểm cơ bản đặc trưng cho khu vực khí hậu đồng nhất, khu vực có ý nghĩa thực tiễn (diện tích trồng các loại cây đặc sản...) tính đến tính chất tiêu biểu của chúng so với khu vực xung quanh.

Những quan trắc nhiệt độ cơ bản được tiến hành trong các lều quan trắc đã chiến có độ cao 1,5 hay 2 mét. Có thể bổ sung mực sát đất (0,2 m) hay bề mặt thổ nhưỡng.

Khi nghiên cứu sương giá ta cần những đặc trưng cho những diện tích vài chục hay vài trăm mét mỗi chiều. Đặc trưng ổn định này chỉ thể hiện ở độ cao 1,5 hay 2 mét, chứ không phải ở độ cao sát đất (biến động mạnh theo khoảng cách), cần chú ý độ cao 1,5 hay 2 mét tính từ mặt hoạt động. Còn sương giá được tạo thành từ những vùng tích tụ không khí lạnh ban đêm bị mất nhiệt do bức xạ nhiệt. Có hai hình thức khảo sát:

* Quan trắc trên mạng lưới các điểm cố định tiến hành bằng nhiệt kế tối thấp và nhiệt kế thường để kiểm tra độ chính xác của nhiệt kế tối thấp.

Nhiệt kế được đặt trong lều đã chiến. Để theo dõi sự kéo dài của sương giá cần đặt thêm nhiệt ký (đặt trong lều khí tượng).

Các kỳ quan trắc có thể một hoặc hai lần trong ngày.

Nếu quan trắc một lần trong ngày thì quan trắc vào khoảng 11 đến 15 giờ để đọc nhiệt độ tối cao, tối thấp theo nhiệt kế thường và chuẩn bị nhiệt kế tối thấp để đo ban đêm.

Nếu quan trắc hai lần trong ngày, thì quan trắc vào buổi sáng hoặc buổi chiều: Quan trắc buổi sáng để xác định nhiệt độ tối thấp và có số liệu về mây, gió, sự tồn tại của sương giá. Quan trắc buổi chiều để chuẩn bị nhiệt kế cho đêm sau.

* Nếu tiến hành khảo sát di động thì cần chọn trước những điểm sẽ khảo sát trên lộ trình vạch sẵn. Tuyến khảo sát sẽ cắt ngang qua khu vực tiêu biểu cho mỗi diện địa tổng thể (diện địa lý).

Khảo sát (quan trắc) lộ trình chỉ có thể thực hiện vào thời gian buổi sáng, trước khi mặt trời mọc (thời gian khảo sát kéo dài khoảng 1,5 đến 2 giờ). Đó là giai đoạn nhiệt độ không khí ít biến đổi theo thời gian vì dao động vĩ mô vào thời điểm này cũng rất nhỏ (không có loạn lưu).

Các khảo sát thực nghiệm của Davitai đã so sánh kết quả quan trắc cố định và quan trắc lộ trình tại các điểm: đỉnh đồi, sườn đồi và thung lũng. Sai số giữa kết quả của hai loại khảo sát này không vượt quá 0,5°C. Như vậy sai số này không đáng kể so với hiệu nhiệt độ giữa các điểm khảo sát (thường vượt quá 3° đến 4°C), do đó phương pháp khảo sát theo tuyến vẫn cho phép ta lập địa nhiệt độ một cách thuận lợi. Để làm giảm bớt sai số giữa hai loại khảo sát, ta chọn lộ trình thích hợp sao cho thời gian khảo sát chỉ giới hạn trong khoảng 1,5 giờ và mỗi điểm khảo sát được đọc hai lần số đo (số đo lượt đi và lượt về), sau đó lấy trung bình hai lần đo.

Công thức hiệu bình phương của hai dãy số liệu có dạng:

$$\Delta = \sqrt{\frac{(L - C)^2}{n - 1}},$$

ở đây L – trị số tại điểm quan trắc theo lộ trình, C – trị số quan trắc tại điểm quan trắc cố định trùng với các điểm quan trắc lộ trình.

Chú ý khi chọn lộ trình khảo sát phải chọn điểm đầu và điểm cuối của lộ trình khảo sát, làm điểm chuẩn để lấy số liệu so sánh với trạm khí tượng gần nhất trong vùng.

Khi khảo sát theo lộ trình phải chọn đêm có thời tiết thuận lợi: lặng gió, quang mây (tốc độ gió < 3 m/s). Độ mây tầng cao (C_i , C_s , A_s) không ảnh hưởng đến kết quả quan trắc. Cần chọn vào thời điểm sau khi có sóng lạnh tràn về để

thời tiết ổn định. Tiến hành quan trắc vài ba ngày để xác định độ kéo dài của các đợt sương giá.

- *Lập địa gió*: Ta tiến hành xác định sự biến dạng của hướng gió và tốc độ gió theo ảnh hưởng của địa hình. Lập địa gió có nhiệm vụ xác định sự biến dạng của dòng khí do ảnh hưởng của địa hình và điều kiện thời tiết nhất định. Ngoài ra còn khảo sát sự biến dạng của tốc độ gió và hướng gió ở các độ cao khác nhau trong lớp khí quyển biên.

Cần phân biệt hai yêu cầu của việc lập địa gió:

* Lập địa gió để khám phá sự phân bố không gian của tốc độ và hướng gió tại khu vực cụ thể (vùng kinh tế, khu dân cư...).

* Lập địa gió để xác định quy luật của dòng không khí phụ thuộc vào đặc điểm địa lý của địa phương, trên cơ sở đó suy luận ra quy luật biến dạng ở các vùng lãnh thổ khác có điều kiện tương tự (địa hình, thực vật, công trình kiến trúc). Ví dụ nghiên cứu bề rộng và chiều cao của dải rừng chắn gió có ảnh hưởng tới tốc độ gió đến độ cao nào...

Để xác định hướng gió người ta dùng băng vải dài có bề rộng 1-2 cm cột vào đỉnh cột cao 2 m, sau đó dùng la bàn để xác định hướng (nhớ độ khuynh từ là 5°).

Để xác định tốc độ gió có thể dùng phong kế Trechiacov với độ chính xác 0,5 m/s đo được tốc độ gió trong phạm vi 1-6 m/s, có thể tới 10 m/s.

Trong khảo sát vi khí hậu dụng cụ phổ biến là phong kế cầm tay có cánh quạt hình gáo. Loại phong kế này không đo được tốc độ gió dưới 1 m/s (độ nhạy kém) và cũng không đo được tốc độ gió lớn hơn 10 m/s (vì bộ truyền lực đồng hồ sẽ bị gãy). Độ cao đặt phong kế thường là 1,5 m trên bề mặt phẳng (hướng gió và tốc độ gió chưa bị biến dạng so với dòng cơ bản). Khi đo mặt đồng hồ của phong kế phải vuông góc với hướng gió thổi (vì khi hiệu chỉnh từ vòng quay sang tốc độ trong phòng kiểm định đã đặt máy trong tư thế này).

Để đặc trưng cho định lượng sự biến dạng của tốc độ gió, ta lập các tỷ số giữa tốc độ gió tại các điểm khảo sát cố định trong khu vực và tốc độ gió tại điểm chuẩn (điểm đặt trong khu vực bằng phẳng và thông thoáng về mọi hướng). Vì độ nhạy không cao nên phong kế không ghi nhận được các nhiễu động tức thời của tốc độ gió, cho nên chỉ số đo của phong kế cho giá trị trung bình của dòng khí (tốc độ trung bình lớn hơn tổng đại số các nhiễu động). Khi nhiễu động càng nhiều (xảy ra trong một đơn vị thời gian), biên độ của nhiễu động càng lớn thì sai số tốc độ càng lớn.

Sau khi đã lập được các tỷ số giữa tốc độ gió tại các điểm khảo sát và tốc độ gió tại điểm chuẩn, ta đưa các giá trị đo lên bản đồ địa hình tỷ lệ lớn (1:10.000 hoặc 1:25.000) để phân vùng các khu vực lặng gió và khu vực thông gió. Chính các khu vực lặng gió sẽ tạo điều kiện cho sự xuất hiện sương giá và tích tụ những vật chất ô nhiễm (đối với ngành địa lý môi trường cần chú ý tới vấn đề này).

Để nghiên cứu mức độ biến dạng của hướng gió, ta xác định hiệu số tính ra độ giữa hướng gió tại điểm chuẩn và hướng gió tại các điểm khảo sát (hướng gió được xác định theo tám hướng chính).

4.4. QUY TOÁN SỐ LIỆU VI KHÍ HẬU

Những đặc điểm của các hiện tượng vi khí hậu và khí hậu địa phương thể hiện sự biến thiên rất lớn trong không gian. Song dãy số liệu nghiên cứu lại ngắn, ta có thể dựa vào dãy số liệu chung có sẵn.

Sau khi quy toán sơ bộ, nghĩa là hiệu đính, lấy trung bình các lần đo, lập các bảng cũng như kiểm tra lại số liệu, ta phải tiến hành quy toán đặc biệt để tạo khả năng tốt nhất cho việc sử dụng trong thực tiễn.

Ở đây chỉ có thể nêu những nguyên lý cơ sở để quy toán, vì tính phức tạp của nhân tố hình thành vi khí hậu và khí hậu địa phương, nên không thể có quy tắc nào cụ thể.

Quy toán số liệu vi khí hậu có hai nhiệm vụ chính:

- Chuyển dãy số liệu ngắn hạn sang các đặc trưng chuẩn.

- Trên cơ sở đặc trưng chuẩn của điểm quan trắc, đánh giá lãnh thổ về mặt khí hậu. Ở đây không thể dùng phương pháp nội suy tuyến tính đơn giản. Để đặc trưng cho lãnh thổ về phương diện vi khí hậu và khí hậu địa phương, phải dùng những quy luật về đặc điểm địa phương (địa hình, thực vật, thổ nhưỡng, công trình xây dựng...).

Phương pháp dẫn dãy số liệu ngắn sang dãy số liệu dài của khí hậu quy mô lớn không áp dụng cho dãy số liệu vi khí hậu được. Trong khí hậu quy mô lớn sử dụng hiệu trung bình (hay hệ số) rút ra từ thời kỳ quan trắc song song đồng thời tại các trạm có số liệu cần quy toán.

Đối với dãy số liệu ngắn ta không thể dựa vào định luật số lớn để phát hiện đặc trưng. Ở đây ta có tài liệu về khí hậu chung điển hình, chính do những biến đổi của điều kiện thời tiết mà hiệu giữa hai dãy số liệu cũng biến đổi theo thời gian.

Việc quy dẫn số liệu cực ngắn về trị chuẩn chủ yếu được tiến hành trên cơ sở những quy luật biến đổi của hiệu số phụ thuộc vào sự biến đổi của những điều kiện thời tiết và tính xác suất những điều kiện trên dãy số liệu nhiều năm.

G. T. Selianhinov đã tiến hành quy dẫn nhiệt độ tối thấp trung bình cho kỳ quan trắc hai tháng ở vùng cận nhiệt đới Liên Xô về trị trung bình nhiều năm như sau:

- Lấy trị số trung bình tuyệt đối nhiều năm.

- Tiến hành quan trắc nhiệt độ tối thấp trong chu kỳ hai tháng ở một số điểm tiêu biểu cho các dạng địa hình phổ biến.

- Xác định tần suất lượng mây gắn với nhiệt độ tối thấp trong năm trên dãy số liệu dài hạn của trạm khí tượng gần nhất trong vùng khảo sát.

Ông phân lượng mây thành hai cấp: cấp che bầu trời gây ra thời tiết bóng râm và cấp che bầu trời không gây ra thời tiết bóng râm, rồi tính xác suất cho hai cấp đó.

- Tính hiệu trung bình của nhiệt độ tối thấp tuyệt đối dựa trên cơ sở xác suất của hai cấp mây nói trên và hiệu nhiệt độ tối thấp hàng ngày giữa trạm khí tượng trong vùng và các điểm khảo sát trong chu kỳ hai tháng:

$$\Delta t_{\min} = \frac{n\Delta t_q + m\Delta t_m}{n + m}$$

trong đó: Δt_q – hiệu nhiệt độ tối thấp trung bình trong những ngày không có bóng râm, Δt_m – hiệu nhiệt độ tối thấp trung bình trong những ngày tạo thời tiết bóng râm, n – tính theo phần trăm những năm có thời tiết không tạo thành bóng râm, m – tính theo phần trăm những năm có thời tiết tạo thành bóng râm. Chú ý: những số liệu trên đây đều phải xem số liệu quan trắc khí tượng gốc (bảng BKT1).

- Để tính nhiệt độ tối thấp trung bình nhiều năm của các điểm khảo sát, ta đem hiệu Δt_{\min} tính theo công thức trên đây cộng vào nhiệt độ tối thấp tuyệt đối trung bình nhiều năm của trạm khí tượng gần nhất trong vùng.

Nhận xét: Phương pháp tính hiệu sai nhiệt độ tối thấp trên đây xuất phát từ cơ chế vật lý: Những trị nhiệt độ tối thấp chỉ liên quan đến lượng mây che khuất bầu trời, chính yếu tố mây tạo ra khả năng bức xạ nhiệt của mặt đệm, những cực trị nhiệt độ tối thấp tại một khu vực thường diễn ra sau một đợt không khí lạnh tràn từ phương bắc về và sự ổn định thời tiết không mây tạo ra khả năng bức xạ nhiệt lớn trong đêm, làm cho mặt đệm lạnh đi đáng kể.

Seliahianov đã dựa vào phương pháp trên để nghiên cứu khả năng xuất hiện của sương giá tại các khu vực khác nhau trong miền cận nhiệt đới của Liên Xô.

Để nghiên cứu ảnh hưởng của các yếu tố thời tiết khác (tốc độ gió, độ ẩm không khí, sương mù...) đối với nhiệt độ ta cũng có thể áp dụng phương pháp tần xuất nói trên để tìm hiểu kỹ mối liên hệ của nhiệt độ giữa trạm khí tượng và điểm khảo sát.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Geiger R. Climat prizemnovo xloia vozdukha. Leningrat, 1960 (bản tiếng Nga)
2. Golsberg I. và nnk. Argoclimatologie. Leningrat, 1973 (bản tiếng Nga)
3. Khromov X. P. Climatologie i meteorologie. Leningrat, 1967 (bản tiếng Nga)
4. Mc. Ilroy I. C., Sleier Mircoclimatologie pratique. Leningrat, 1967 (bản tiếng Nga)
5. Serban M. I. Microclimatologie. Leningrat, 1967 (bản tiếng Nga)
6. Sapogionhivova A. C., Microclimat i mextnuri climat. Leningrat, 1950 (bản tiếng Nga)
7. Yêu Trầm Sinh. Nguyên lý khí hậu học. Nha khí tượng xuất bản, 1962 (bản dịch từ Trung văn của Vũ Văn Minh)