

Dayanıqsızlıq və konveksiya

Atmosferin hal vəziyyəti hava hissəciklərinin şaquli istiqamətdə adiabatik yerdəyişmələrində temperatur stratifikasiyasının dayanıqlılığından və ya dayanıqsızlığından asılı olmaqla dəyişir. Havanın təcrid olunmuş hissəciyinin şaquli temperaturu ətraf havanın müdaxiləsi olmadan dəyişir və Nyutonun ikinci qanununa tabe olur.

Əgər atmosferin stratifikasiyası dayanıqsızdırsa, ($\gamma_a < \gamma$) onda qalxan hissəcik Arximed qüvvəsinin təsiri ilə daha böyük təkanla yüksəliyə qalxacaqdır. Dayanıqsız atmosfer şəraitində şaquli hərəkətlər yaranır və Arximed qüvvəsinin təsiri altında hava hissəciklərinin yuxarı istiqamətlənmiş hərəkəti güclənir.

Əgər atmosfer dayanıqlıdırsa, ($\gamma_a > \gamma$) onda Arximed qüvvəsi şaquli hərəkətləri əngəlləyəcək və hissəcik tədricən öz əvvəlki səviyyəsinə qayıdacaqdır. Bu səbəbdən bəzi təbəqələrdə atmosferin termik stratifikasiyası dayanıqlıdırsa, onda konveksiya mümkün deyildir. Şaquli hərəkətlər o halda mümkün olar ki, digər qüvvələrin təsiri kiçik (təxminən 1 sm/san) və dayanıqlı təbəqə bütöv şəkildə olsun.

Əgər termik stratifikasiya dayanıqsızdırsa, onda təsadüfi qüvvələrin təsiri nəticəsində atmosferdə lokal, böyük sahə tutmayan və güclü (10 m/san-dək) qalxan axınlar yaranır. Bu axınların yaxınlığında onlarla bərabər həmin intensivlikdə enən axınlar da yaranırlar. Qalxan axınlarda hava hissəcikləri genişlənəcək və soyuyacaq, enən axınlarda isə əksinə, hava hissəcikləri sıxılacaq və qızacaqdır. Bir az da önə gedərək göstərə bilərik ki, qalxan axınlar zonasında hava soyuduqda buludlar əmələ gəlir, enən axınlar sahəsində isə hava qızır və aydın, buludsuz hava şəraiti müşahidə edilir. Bu prosesi daha yaxşı başa düşmək üçün atmosferin ümumi sirkulyasiyasından misal gətirə bilərik. Belə ki, Yer kürəsində qalxan hava axınlarının üstünlük təşkil etdiyi ekvatorial enliklərdə hava həmişə buludlu, yağmurlu, enən axınlar zonalarında isə əksinə, quru, buludsuz havalar müşahidə edilir.

Dayanıqsızlıq enerjisi və onun təyin olunma metodları

Atmosferdə həmişə üfüqi hərəkətlərlə bərabər şaquli hərəkətlər də müşahidə olunur və onlar atmosfer proseslərinin inkişafında xüsusi əhəmiyyət kəsb edirlər. Şaquli hərəkətlərin təsiri nəticəsində fəal səthdən istilik və rütubətin daşınması, buludların yaranması və dağılması, yağıntının düşməsi, şimşək fəaliyyətinin inkişafı baş verir, atmosferdə turbulent sahələr yaranır.

Mənşəyinə görə şaquli hərəkətlərin aşağıdakı növləri fərqləndirilir: konvektiv, qalxan sürüşmələr, dinamik turbulenti və dalğavari hərəkətlər. Konveksiya şaquli istiqamətdə havanın qalxan hərəkətidir. Qalxan sürüşmələr böyük hava kütləsinin maili hərəkətidir. Bu, isti cəbhələrdə isti havanın soyuq hava üzərinə hərəkəti, isti havanın az meyilli dağ yamacları üzərinə hərəkəti, birinci növ soyuq cəbhələrdə soyuq havanın isti hava kütləsinin altına doğru hərəkəti zamanı müşahidə olunur. Dinamiki turbulenti havanın üfüqi istiqamətdə yerdəyişməsi və yer səthinə sürtünməsi nəticəsində formalaşan nizamsız qalxan və enən hərəkətlərdir. Dalğavari hərəkətlər inversiya və izotermiya təbəqələrinin yuxarı və aşağı sərhədlərində təzyiq və havanın hərəkət sürətinin fərqləri nəticəsində baş verirlər. Bu zaman dalğanın ən yüksək zirvəsində qalxan hərəkətlər, dalğanın çökək hissəsində isə enən hərəkətlər müşahidə edilir. Kifayət qədər rütubət tutumu olduqda dalğaların yalında laylı buludlar yaranırlar. Belə dalğaların kəsişməsində uçuş həyata keçirərkən təyyarənin dövrü yırğalanması müşahidə olunur.

Atmosferdə enerjinin daim bir növdən digər növə keçməsi baş verir. Bu cür çevrilmələrdən, ən xarakterik olanı, termodinamik proseslərdə baş verən istilik enerjisinin mexaniki enerjiyə və əksinə çevrilməsidir. Atmosferdə adiabatik proseslər şaquli hərəkətlərdə müşahidə olunaraq, quru və rütubətli adiabatik proseslərə bölünürlər. Quru adiabatik proseslər doymamış quru və ya rütubətli havada, rütubətli adiabatik proseslər isə rütubətli, lakin doymuş havada baş verirlər.

Quru havanın temperaturunun adiabatik proses nəticəsində dəyişməsinin kəmiyyət ölçüsü **quru adiabatik qradient** γ_a – quru və ya rütubətli doymamış havanın hər 100 m hündürlüyə qalxması və ya enməsi nəticəsində dəyişməsidir. Bundan əlavə, havanın yuxarı qalxması nisbi rütubətin artması, enməsi isə nisbi rütubətin azalması ilə müşayiət olunur. Hər iki halda havanın xüsusi rütubətliyi dəyişməz qalır.

Doymuş hava həcmi yuxarı qalxdıqda genişlənmə nəticəsində hissəciklərin temperaturu aşağı düşdüyündən su buxarının bir hissəsi kondensasiyaya uğrayır. Bunun nəticəsində kondensasiyanın gizli istiliyi (597 kal/qır) ayrılır, bu da əhəmiyyətli dərəcədə havanın soyumasının qarşısını alır. Buna görə də, doymuş hava 100 m yuxarı qalxdıqda 1°C dən az soyumaya məruz qalır. Bu kəmiyyət **rütubətli adiabatik qradient** γ_{ra} adlanır. Rütubətli adiabatik qradient dəyişkən kəmiyyət olub, temperatur və təzyiqdən asılıdır. Doymuş qalxan hava həcmnin temperaturu nə qədər yuxarı olarsa, rütubətli adiabatik qradient bir o qədər az olacaqdır. Orta hesabla $\gamma_{ra} = 0,5^\circ\text{C}/100\text{m}$.

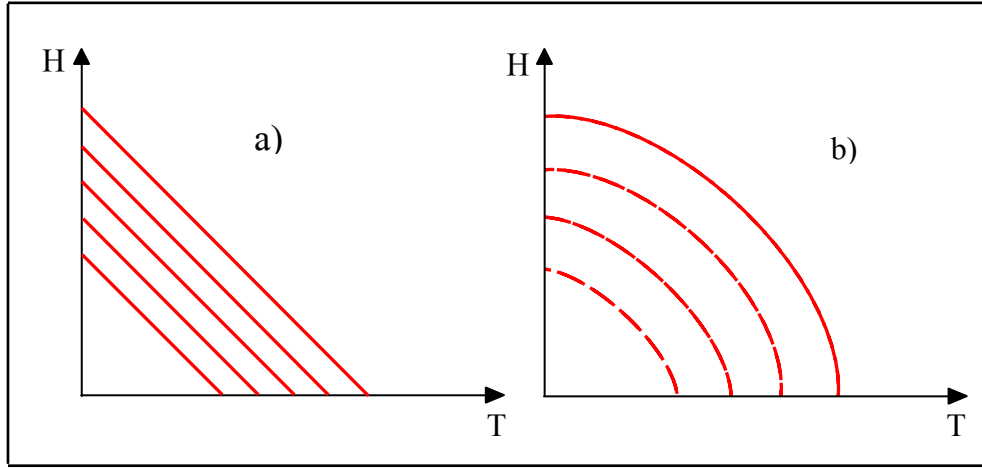
Quru adiabatik proses nəticəsində temperaturun dəyişməsinə aşağıdakı kimi ifadə etmək olar:

$$t = t_0 - \gamma_a H,$$

burada ,

t – quru adiabatik proses nəticəsində temperaturun dəyişməsi, t_0 – başlanğıc temperatur, γ_a – quru adiabatik prosesdə şaquli temperatur dəyişməsi, H – hündürlükdür.

Bu düstur düz xəttin tənliyini ifadə edir. Əgər koordinat oxları üzərində eyni miqyasla temperaturu 1°C və hündürlüyü 100 m bölsək, düz xətt – **quru adiabat** – temperatur oxuna 45° bucaq altında meyli edəcək (şək. 17 a). Qalxan doymuş havada temperaturun dəyişməsinə xarakterizə edən əyri **rütubətli adiabat** (şək. 1 b) adlanır. Quru adiablardan fərqli olaraq rütubətli adiabatlar daha əyilmiş olur, çünki γ_{ra} – dəyişkən kəmiyyətdir; doymuş havanın qalxması zamanı γ_{ra} artır və quru adiabata yaxınlaşır.]



Şək. 1. Quru (a) və rütubətli (b) adiabatlar

Doymamış hava qalxan zaman onda olan su buxarı temperaturun düşməsi nəticəsində doyma dərəcəsinə yaxınlaşır. Kondensasiya səviyyəsi qalxan havada olan su buxarının doyma halına çatdığı hündürlüyə deyilir. Kondensasiya səviyyəsində havanın temperaturu şəh nöqtəsinin temperaturuna bərabər olur, nisbi rütubətlik isə 100%-ə yaxın olur ($t=t_d$, $f=100\%$). Kondensasiya səviyyəsinin hündürlüyü yer səthindəki temperaturla düz, nisbi rütubətlə isə tərs mütənasibdir. Kondensasiya səviyyəsini aeroloji diaqramı görə təyin etmək və ya aşağıdakı düsturlarla hesablamaq olar:

$$h_k = 17(100 - f_0),$$

$$h_k = 123(t_0 - t_{d_0}).$$

burada,

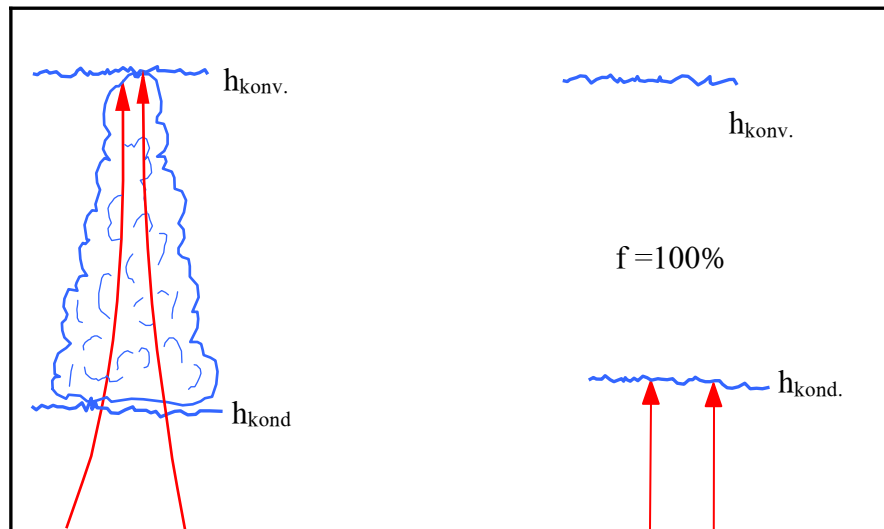
f_0 , t_0 , t_{d_0} – müvafiq olaraq nisbi rütubət, havanın temperaturu və yer səthində şəh nöqtəsinin temperaturudur.

Havanın kondensasiya səviyyəsindən yuxarı hündürlüyə qalxması zamanı su buxarının kondensasiyası baş verir və buludlar yaranır. Onların aşağı sərhəddinin hündürlüyü kondensasiya səviyyəsindən 100-200 m yuxarı olur. Bu onunla izah olunur ki, buludun əmələ gəlməsi üçün müəyyən miqdarda su buxarının kondensasiyaya uğraması lazımdır, bunun üçün isə doymuş havanın şəh

nöqtəsi temperaturundan aşağı soyuması şərtidir. Əgər kondensasiya səviyyəsi yer səthi yaxınlığında yerləşirsə duman əmələ gəlir.

Konveksiya səviyyəsi h_{konv} – qalxan hava axınının yüksələ biləcəyi hündürlüyə deyilir. Konveksiya səviyyəsində qalxan havanın temperaturu ətraf havanın temperaturuna bərabər olur. Aeroloji diaqramda bu səviyyə kimi stratifikasiya və hal əyrisinin kəsişmə nöqtəsi qəbul olunur. Güclü topa və topa-yağış buludlarının aşağı sərhəddi kondensasiya səviyyəsi, yuxarı sərhəddi isə konveksiya səviyyəsi yaxınlığında yerləşir.

Konveksiya və kondensasiya səviyyələri arasında müəyyən şəraitlərdə buludlar formalaşır (şək. 2).



Şək. 2. Konveksiya və kondensasiya səviyyələrinin qarşılıqlı yerləşməsinin buludların yaranmasına təsiri

Stratifikasiya əyrisi – hündürlüklər üzrə faktiki temperaturun paylanma əyrisidir.

Şeh nöqtəsi əyrisi - hündürlüklər üzrə şeh nöqtələrinin (və ya rütubətin) paylanmasını xarakterizə edir.

Rütubətli adiabatik proses anlayışı ilə bərabər psevdoadiabatik proses anlayışı da mövcuddur. Rütubətli adiabatik prosesdən fərqli olaraq psevdoadiabatik proses tamamlanmış hesab edilmir, belə ki, hissəcik psevdoadiabat üzrə qalxır (onunla

rütubətli adiabat arasında fərq böyük deyil), lakin quru adiabat üzrə (rütubətli adiabatik prosesdə -rütubətli adiabat üzrə) enir. Nəticədə başlanğıc vəziyyətə qayıtdıqda onun temperaturu qalxmağa başlayarkən olduğundan daha yuxarı olur. Buradan belə bir nəticəyə gəlmək olar ki, psevdopotensial temperatur Θ_T – hava hissəciyində su buxarı tam kondensasiyaya uğrayana qədər psevdoadiabatik qanunla qalxdıqda, 1000 hPa səviyyəyə qədər quru adiabatik qanunla endikdə aldığı temperaturdur.

Rütubətli hissəciyin psevdokvivalent temperaturu T_p – hissəciyin quru adiabatik qanunla kondensasiya səviyyəsinə, psevdoadiabatik qanunla su buxarının tam kondensasiya uğramasına (quru və rütubətli adiabatların paralel olduğu səviyyəyə) qədər qalxdıqda aldığı temperaturdur. Beləliklə, kondensasiya nəticəsində ayrılan su buxarı hesabına hissəciyin temperaturu başlanğıc vəziyyətindəki temperaturundan yuxarı olur, yəni, $T_p = T + \Delta T_p$, burada ΔT_p – **ekvivalent əlavədir**.

Atmosferdə şaquli hərəkətlərin yaranması üçün əlverişli şərait həmişə müşahidə olunmur. Yer səthinin qeyri-bərabər qızması nəticəsində onun yaxınlığında şaquli hava axınları formalaşır, lakin atmosferin fiziki vəziyyətindən asılı olaraq onlar tez bir zamanda sönmə bilir və ya əksinə, yuxarı hündürlüklərə yayılmaqla, böyük sürət toplaya bilirlər. Qalxan və ya enən hava kütləsinin temperaturu ilə ətraf havanın temperaturu arasındakı əlaqə havanın şaquli hərəkətlərinin inkişafı və intensivliyinə təsir göstərir. Belə əlaqə quru adiabatik γ_a və ya rütubətli adiabatik γ_{ra} qradientlə temperaturun şaquli qradientinin ($\gamma = -\partial T/\partial z$) müqayisəsi ilə təyin olunur.

Temperaturun şaquli qradienti hündürlükdən asılı olaraq temperaturun faktiki paylanmasını xarakterizə edir. Adətən troposferdə temperatur hündürlükdən asılı olaraq azalır ($\gamma > 0$), bəzi hallarda temperatur hündürlüyə qalxdıqca artır ($\gamma < 0$).

Əgər temperatur atmosferin müəyyən hissəsində hündürlükdən asılı olaraq dəyişmirsə $\gamma = 0$ olur.

Beləliklə, doymuş havada axınlar quru havaya nisbətən asan yaranır. Doymuş hava eyni şaquli temperatur qradienti şəraitində daha dayanıqsızdır. Atmosferin

dayanıqsız vəziyyətində şaquli hərəkətlər daha intensiv inkişaf edirlər və hündürlükdən asılı olaraq qalxan axınların sürəti artır, belə ki, hündürlüyə qalxdıqca qalxan havanın temperaturu ilə ətraf havanın temperaturu arasında kontrast artır. Atmosferin dayanıqlı vəziyyətində adətən qalxan hərəkətlər müşahidə olunmur və ya onlar hər hansı bir səbəbdən yaranarsa, tez bir zamanda sönürlər. Inversiya və izotermiya təbəqələri şaquli hərəkətlərin yaranmasına maneə yaradır, yəni konveksiyanın baş verməsinə əngəl törədir.

Temperaturun hündürlükdən asılı olaraq faktiki paylanması və adiabatik qanunla qalxan hava hissəciyinin temperaturunun təhlili hissəciyin ətraf hava ilə müqayisədə hansı vəziyyətdə olduğunu təyin etməyə imkan verir. Lakin, atmosferin müxtəlif təbəqələrində temperaturun şaquli qradiyenti hündürlükdən asılı olaraq dəyişir. Buna görə də havanın şaquli istiqamətdə dayanıqlı paylanma vəziyyəti ümumi **dayanıqsızlıq enerjisi ehtiyatı** ilə xarakterizə oluna bilər.

Vahid hava kütləsinin qalxması zamanı Arximed qüvvəsinin gördüyü işə dayanıqsızlıq enerjisi deyilir və hava kütləsinə təsir edən qaldırıcı qüvvənin miqdarı aşağıdakı kimi təyin olunur :

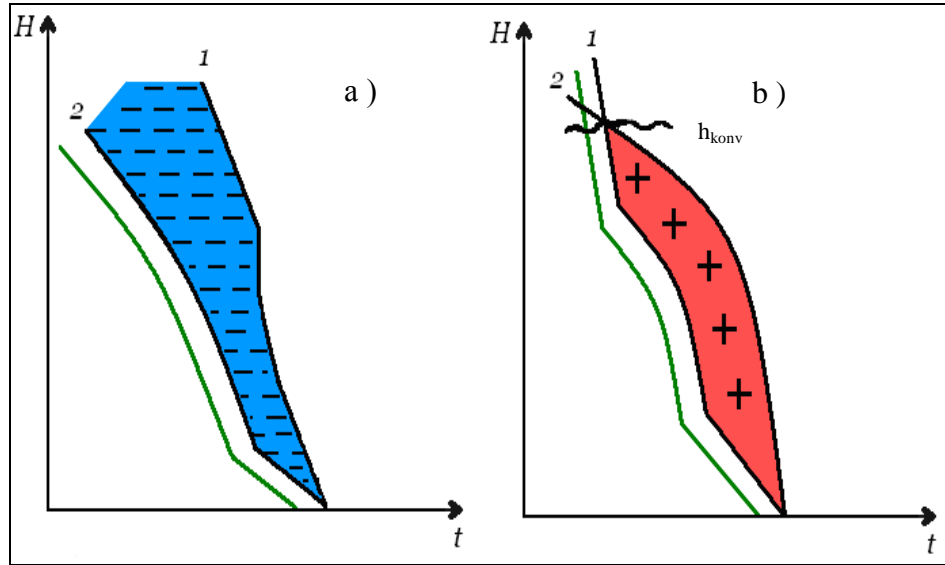
$$f = \frac{dw}{dt} \frac{g}{T_e} = T_i - T_e, \quad (1)$$

burada,

T_i – hava hissəciyinin temperaturu, T_e - ətraf havanın temperaturudur.

Dayanıqsızlıq enerjisi – havanın temperaturunun hündürlükdən asılı olaraq paylanmasından asılı olan atmosferin potensial enerjisidir. Atmosferin şaquli dayanıqlılığının xarakteri onun mövcudluğundan və qiymətindən asılıdır. Əgər, hava hissəciyi sərbəst yuxarı qalxa bilirsə, dayanıqsızlıq enerjisi müsbətdir. Əgər, hissəcik yalnız xaricdən alınmış enerji hesabına yuxarıya doğru hərəkət edərsə, bu zaman dayanıqsızlıq enerjisi mənfi olur. Müsbət dayanıqsızlıq enerjisi havanın şaquli hərəkətlərinin kinetik enerjisinə çevrilir. Onun qiymətinə əsasən leysan, şimşək və dolunun düşmə ehtimalı haqda fikir söyləmək olur.

Aeroloji diaqram üzərində stratifikasiya və hal əyrilərini keçirməklə atmosferin tarazlıq halını təyin etmək olar. Əgər hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən sağda yerləşərsə dayanıqsızlıq enerjisi müsbətdir və atmosferin vəziyyəti dayanıqsızdır. Əgər hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən solda yerləşərsə dayanıqsızlıq enerjisi mənfidir və atmosfer dayanıqlıdır (mavi rəng) (şək. 3).



Şək. 33. Atmosferin dayanıqlı (a) və dayanıqsız (b) tarazlıq hallarının qrafiki təsviri (1-stratifikasiya əyrisi; 2 – hal əyrisi)