

IZVEDENA VISINA, MJERA VISINE ILI REDUCIRANA VISINA?

About Scale Height

INGA LISAC

Geofizički zavod Andrija Mohorovičić
Prirodoslovno-matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu
lisac@irb.hr

Primljeno 21. srpnja 2003, u konačnom obliku 19. travnja 2004.

Sažetak: Tumačenje pojma *izvedena visina* (ili debljina sloja homogene atmosfere) i važnost njegove primjene u opisu fizikalnog stanja donje (troposfera i stratosfera), srednje (stratosfera i mezosfera) i visoke atmosfere (mezosfera i termosfera). Opisuje se povezanost izvedene visine s još nekim veličinama, koje također služe u opisu i proučavanju fizike atmosfere u cjelini, kao *ukupna brojevná gustoća*, *ekvivalentna debljina* i dr. Spomenuti pojmovi nalaze se sve češće u znanstvenoj i stručnoj literaturi novijeg datuma.

Ključne riječi: debljina sloja homogene atmosfere, izvedena visina, ukupna brojevná gustoća, ekvivalentna debljina

Abstract: This paper is concerned with the explanation of the term *scale height* (or the thickness of a layer in the homogeneous atmosphere) and its application in descriptions of the physical state of the lower (troposphere and stratosphere), middle (stratosphere and mesosphere) and higher or high atmosphere (mesosphere and thermosphere). The relation to some other terms derived from *scale height*, such as *column density* and *equivalent thickness* is described too. These terms are also used in atmospheric physics and can be often found in recent scientific literature.

Key words: scale height, thickness of a homogeneous atmospheric layer, column density, equivalent thickness

1. UVOD

U realnoj atmosferi gustoća eksponencijalno opada s visinom, što čini da se oko 99.9% atmosferske mase nalazi u prvih 50 km, a preostalih 0.1% mase atmosfere raspodjeljuje se na stotine kilometara iznad. Prema tome, fizika gornje atmosfere svodi se na primjenu fizikalnih zakona u prorijedenom plinu. Jedna od posljedica jest naglo povećanje vertikalne barometričke stope, t.j. visinske razlike za jediničnu promjenu tlaka zraka s rastućom visinom (tab. 1).

Drugim riječima, za zadane male i jednake promjene fizikalnih svojstava atmosfere (tlak, gustoća, sastav atmosferske smjese) naglo raste razlika geometrijske visine, što stvara komplikacije u opisu stanja atmosfere u cjelini, a pogotovo u predodžbi rezultata mjerenja ili modeliranja.

Uočivši te probleme, Sidney Chapman (engleski matematičar, fizičar i geofizičar, 1888–1970) uveo je u fiziku planetarne atmosfere izvedenom nov pojam nazvavši ga *the scale height*, definiran izrazom:

$$H = kT/mg = R^*T/Mg \cong RT/g,$$

gdje je:

k Boltzmannova konstanta,

$R = R^*/M$ plinska konstanta suhe zračne smjese,

R^* univerzalna plinska konstanta,

T apsolutna temperatura zraka,

m molekularna masa zračne smjese, ili pojedinog plina u smjesi,

M molna masa (masa mola) smjese ili pojedinog

plina u smjesi (npr. za kisik :

$m_{O_2} = 1.673 \cdot 10^{-24} \cdot 32 \text{ g} = 53.123 \cdot 10^{-24} \text{ g}$),

g akceleracija sile teže.

Tablica 1. Promjena vertikalne barometričke stope za jedinicu promjene tlaka zraka (procijenjeno prema američkoj standardnoj atmosferi, dopunjenoj 1966. podacima za visoku atmosferu, J.W. Chamberlain, 1978.)

Table 1. Vertical change of the barometric lapse rate, for a unit change of atmospheric pressure (an estimation according to American standard atmosphere, improved in 1966 with high atmosphere data, J.W. Chamberlain 1978).

Atmosferski sloj	Procjena vertikalne barometričke stope
Prvih 8 km (donja troposfera)	10 do 15 m / 1 mb
16–20 km (donja stratosfera)	80 m / 1 mb
35–50 km (gornja stratosfera)	3200 m / 1 mb
60–80 km (mezosfera)	20 km / 0.1mb
100–200 km (donja termosfera)	300 km/0.1 10 ⁻³ mb
Itd.	

Chapmanov izraz ima dimenziju duljine [L], što ga je vjerojatno navelo da u nazivu za H uporabi imenicu *visina*. Uvođenjem H pojednostavnjuju se mnogi matematički izrazi u opisu donje atmosfere (troposfera i stratosfera, dakle grubo uzevši prvih 50 km), srednje (stratosfera i mezosfera, dakle 10 do 80 km) i gornje neutralne atmosfere (mezosfera i termosfera, dakle 50 km na više), kao i u opisu ionizirane atmosfere. To je nazivlje uobičajeno u aeronomiji (fizika gornje atmosfere), i nema razloga da ga ne primijenimo i u meteorologiji, koja danas u proučavanju i modeliranju obuhvaća međudjelovanja između atmosferskih slojeva (prvenstveno troposfere i stratosfere).

Doslovni prijevod s engleskog glasi *skala visine* ili *mjera visine* ili pak *visinska mjera* (engl. *scale* prevodi se naime i kao *mjera* ili *mjerilo*), iz čega se ne može razumjeti fizikalno značenje izraza za H . Jedno od uvjetnih značenja dobiva u nazivu *debljina sloja homogene atmosfere*, ali zbog njegove duljine, kraći i možda primjereniji naziv jest *izvedena visina*, *mjera visine*, *visinska mjera*, *reducirana visina* ili *virtualna visina*. Međutim, pridjev *visinski* ne odgovara najbolje jer podsjeća na nešto što se odnosi na planine, npr. *visinsko* ili *planinsko sunce*, *visinska bolest* i sl., odnosno na uobičajene mjere za duljinu (cm, m, km itd.), a spomenuta se veličina H dobiva izračunom, a ne mjerenjem, iako ima dimenziju duljine [L]. Uvođeci hipotetičku izvedenu visinu u jednažbe za opis procesa srednje i visoke atmosfere umjesto geometrijske vrijednosti z ti izrazi se pojednostavnjuju, a debljina hipotetičkih slojeva ΔH se reducira. To su bitne prednosti. U drugim europskim jezicima taj pojam ima sljedeće nazive:

Engleski:	<i>scale height</i>
Njemački:	<i>Skalenhöhe</i>
Ruski:	<i>škala visot, visota odnorodnoj atmosfery, masštabnaja visota</i>
Francuski:	<i>auteur d'échelle</i>
Španjolski:	<i>altrura de escala, erscala de esperor virtual equivalente</i>

Za sada je još uvijek pitanje dogovora koji će se od spomenutih hrvatskih naziva konačno usvojiti u hrvatskom meteorološkom nazivlju za veličinu H . U ovom će se tekstu uvjetno rabiti naziv *izvedena visina H* (za razliku od geometrijske ili realne vertikalne visine z u prostoru).

Razlikuje se nadalje *izvedena visina prema tlaku* ili *barometrijska izvedena visina* (H ili H_p) i *izvedena visina prema gustoći* (H^* ili H_r odnosno H_n), ali to će biti objašnjeno dalje, kao i pojam *integralna* ili *ukupna brojevnja gustoća N* i *ekvivalentna debljina ξ* . Sve navedene veličine imaju dimenziju duljine.

Unutar nekog sloja, odnosno intervala izvedenih visina danog izrazom $\Delta H = H_{p2} - H_{p1}$, atmosferski tlak opada eksponencijalno. To je zapravo omjer termalne kinetičke i gravitacijske potencijalne energije. Atmosfera se može zamisliti podijeljena na slojeve konstantne gustoće ($\delta\rho/\delta z = 0$), konačne i određene geometrijske debljine, od kojih svaki ima istu masu po jediničnoj površini. U svim takovim slojevima temperatura opada autokonvekcijski s visinom. Tako se dobiva konačan broj homogenih slojeva ΔH , koji zajedno daju ukupnu visinu atmosfere, ali izraženu ne u geometrijskoj visini z , tj. u geometrijskoj mjeri, nego u izvedenoj visini H , koja je reducirana u odnosu na z (tab. 3).

2. IZVOD

Vertikalna raspodjela tlaka, temperature i gustoće u statičkoj i kuglastoj atmosferi određenog sastava podvrgava se zakonitostima hidrostatske ravnoteže, stanja idealnog plina i definiciji promjene temperature s visinom. U atmosferi se može primijeniti jednadžba stanja za idealni plin, jer su sastavni dijelovi suhog zraka toliko iznad kritične točke da se vladaju kao idealni plinovi. Kombinacija jednadžbe plinskog stanja i jednadžbe statike atmosfere dovodi do izraza za H . Opći oblik jednadžbe statike planetarne atmosfere ima oblik

$$dp = -\rho g(z) dr = \left(\frac{GM_z}{r^2}\right) \cdot mn \cdot dr \quad (1)$$

p tlak zraka

M_z planetarna masa

m srednja molekularna masa atmosferske smjese

n srednja brojevnja gustoća atmosferske smjese

ρ srednja masena gustoća smjese

r udaljenost od središta kuglastog planeta
 z visina nad površinom Zemlje (pa se uzima da vrijedi $z < r$)

G gravitacijska konstanta

g akceleracija sile teže.

Pojednostavnjeni oblik jednadžbe statike atmosfere piše se:

$$dp = -\rho g dz \quad (2)$$

a jednadžba plinskog stanja:

$$p = nkT = \rho RT \quad (3)$$

Nakon dijeljenja (2) i (3) dobiva se:

$$\frac{dp}{p} = \frac{\rho}{nkT} g dz = -\frac{mg}{kT} dz \quad (4)$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H}$$

Jednadžba (4) odnosi se na neutralnu atmosferu.

$$H = \frac{kT}{mg} = \frac{R^* T}{Mg} \approx \frac{RT}{g}$$

Izvedena visina H ovisi o akceleraciji sile teže, temperaturi i srednjoj molekularnoj masi atmosfere.

$$g = g(z) = g_0 \left(\frac{r_0}{r_z}\right)^2 \approx 1 - 3.146 \cdot 10^{-7} z$$

$$[z] = m; \quad [g] = m/s^2;$$

Tu su g_0 akceleracija sile teže na tlu, r_0 srednji polumjer Zemlje, $r_z = r_0 + z$, z visina nad tlom.

Tablica 2. Visinska promjena akceleracije sile teže

Table 2. Gravitational acceleration change with height

visina (km)	akceleracija sile teže (m/s ²)
0	9.8
100	9.5
280	9.0
475	8.5
700	8.0

Unutar sloja Δz dovoljno male debljine, može se uzeti srednja vrijednost za g , ili jednostavnije $g(z) = const$.

U izmiješanoj atmosferi (homosfera) vertikalna raspodjela tlaka određuje vrijednost srednje gustoće zraka i raspodjele temperature. U homosferi (homogenost u odnosu na sastav zraka uzima se da postoji u prvih 100 km) jest molekularna masa zračne smjese $m \sim const$ ($m = 48 \cdot 10^{-24}g$), i vertikalna promjena tlaka uvjetuje vertikalnu promjenu temperature, što se koristi npr. pri određivanju vertikalne raspodjele temperature iz raketnih mjerenja tlaka. Vertikalna raspodjela atmosferskog tlaka ne može se, međutim, iskoristiti za određivanje vertikalne raspodjele temperature u sloju gdje sastojci atmosferske smjese nisu potpuno izmiješani.

Promjena temperature i molekularne mase s visinom znači i promjenu veličine H s visinom. H je veće u stratosferi i u termosferi. Uzima se da je u homosferi

$$\frac{dH}{dz} = \beta = const.$$

Svaki od amosferskih sastojaka iznad homopauze, odnosno iznad turbopauze raspodjeljuje se približno prema hidrostatskoj ravnoteži. Pripadna izvedena visina H ovisi osim o temperaturi također i o molekularnoj masi m atmosferskog sloja. S rastućom visinom z prevladavaju sve lakši plinovi (kisik, helij, vodik). Tako H postaje sve veće u višim atmosferskim slojevima i zbog njenih sve lakših sastojaka.

U heterosferi je $m \neq \text{const}$. Temperatura se u njoj ne može odrediti direktno iz mjerenja tlaka jer se istovremeno mijenja i molekularna masa, opadajući s visinom. Za svaki sastavni dio atmosfere treba napisati njemu pripadajuću jednadžbu za H .

Za atmosfersku smjesu vrijedi općenito :

$$\rho = nm = \sum n_i m_i$$

$$m_{\text{sred}} = \sum n_i m_i / \sum n_i$$

a za pojedini i -ti sastojak:

$$H_i = \frac{R^* T_i}{M_i g}$$

Ukupni tlak p zračne smjese jest suma parcijalnih tlakova p_i (Daltonov zakon).

$$\frac{dp_i}{p_i} = -\frac{dz}{H_i} = \frac{dn_i}{n_i} + \frac{dT_i}{T_i}$$

Vertikalni gradijent tlaka, odnosno gradijent brojne gustoće pojedinog sastojka, ovisi o molekularnoj masi sastojka.

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H} / \int_{p_0}^p \int_{H_0}^H \frac{p}{p_0} = \left(\frac{H}{H_0}\right)^{-\frac{1}{\beta}}$$

Analogno se dobiva:

$$\frac{n}{n_0} = \left(\frac{H}{H_0}\right)^{\frac{1+\beta}{\beta}}$$

β jest vertikalni gradijent od H ,

Vrijedi za stacionarno stanje u neutralnoj homosferi.

$$\frac{n_i}{n_{i,0}} = \left(\frac{H_i}{H_{i,0}}\right)^{\frac{1+\beta_i}{\beta_i}} \quad (5)$$

ali je $\beta_i \text{ const}$.

Vrijedi za stacionarno stanje i -tog sastojka u neutralnoj heterosferi.

Svaki je od sastojaka vertikalno raspodijeljen prema svojem gradijentu β_i od H_i . Međutim, gradijenti pojedinih sastojaka β_i međusobno su ovisni, pa β_i ovisi o vrsti procesa, koji djeluje na neku količinu sastojka (turbulentno miješanje, molekularna difuzija, fotoionizacija, fotodisocijacija i dr.). Npr. u difuzionoj ravnoteži vertikalna promjena sastojka $n_i m_i$ uvjeto-

vana je vertikalnom promjenom sastojka $n_a \cdot m_a$, pa vrijedi $\beta_i m_i = \beta_a m_a$.

Uz ravnotežno stanje nekog od navedenih procesa gornja jednadžba (5) poprima općenitiji oblik:

$$\frac{n_i}{n_{i,0}} = \left(\frac{H_i}{H_{i,0}}\right)^{\frac{-X(1+\beta)}{\beta}} \quad (6)$$

Faktor X u eksponentu jednadžbe (6) poprima vrijednost 1 u potpuno izmiješanoj atmosferi (proces turbulentnog miješanja), dok su njegove vrijednosti $X \neq 1$ za druge procese, kao molekularna difuzija, fotoionizacija i dr. Kada dođe do većeg odstupanja molekularne mase komponente m_i od mase atmosfere smjese m , faktor X također odstupa od vrijednosti 1. Važnu ulogu ima temperatura kao i broj komponenata, koje sudjeluju u atmosferskom procesu (npr. O, O₂, N₂).

Primjeri vrijednosti faktora X u nekim od spomenutih uvjeta:

turbulentno miješanje : $X = 1$

fotokemijski proces u ravnoteži:

dvije komponente: $X=2$

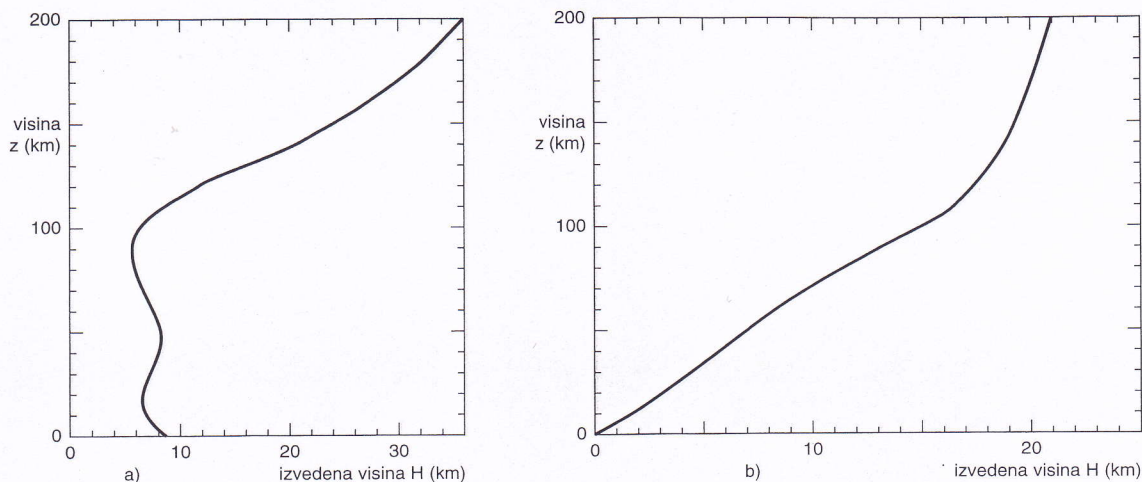
tri komponente ($T = \text{const}$): $X=3$

tri komponente ($T \neq \text{const}$): $X = 3 - \frac{3}{2}(1 + \beta)$

U homosferi H iznosi 5 do 15 km, a u termosferi raste s visinom najprije naglo (premašujući vrijednost od 20 km), a zatim polagano (poprimajući vrijednosti od preko 50 km). U gornjoj atmosferi veću važnost ima veličina H_i , dakle, izvedena visina pojedinog plinskog sastojka u atmosferi.

Ako je srednji slobodni put λ među česticama (atom, molekula) veći od H , sudari su malobrojni. Razina na kojoj je $\lambda = H$, definira se kao kritična visina z_k . Drugim riječima, na visini većoj od z_k zanemaruje se učinak sudara. Iznad te visine čestice mogu poprimiti brzine, koje odgovaraju kinetičkoj energiji što premašuje iznos gravitacijske potencijalne energije. Visina z_k jest visina koja se uzima kao početak *egzosfere* (najviše područje atmosfere u kojemu dolazi do bježanja atmosferskih čestica u okolni međuplanetarni prostor).

Uz izvedenu visinu prema tlaku H (engl. *the pressure scale height*) definira se i izvedena visina prema gustoći H^* ili H_p (engl. *the density scale height*). Prednost u određivanju H^* jest u



Slika 1. Promjena izvedene visine H s visinom z (a) i odnos visine z i ukupne izvedene visine $H = \int_0^z \frac{1}{H} dz$, s parametrima iz modela CIRA 1972 (b), (prema S. Kato, 1980)

Figure 1: The vertical change of the scale height H (a) and the relation between z and the integral scale height $H = \int_0^z \frac{1}{H} dz$, using parameters from CIRA 1972m (b) according to S. Kato, 1980

tome što se tlak p u visokoj atmosferi opisuje vrlo malim, nemjerljivim vrijednostima, dok brojna gustoća na takovim visinama poprima još uvijek mjerljive vrijednosti. Npr. na visini $z = 200$ km, $p_{200} = 8.474 \cdot 10^{-7}$ hPa, a $N_{200} = 7.189 \cdot 10^9$ cm $^{-3}$, a na visini $z = 400$ km, $p_{400} = 1.452 \cdot 10^{-8}$, a $N_{400} = 1.068 \cdot 10^8$ cm $^{-3}$).

U ponovo ispisanoj jednadžbi (4)

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H}, \quad \frac{1}{H} = \frac{mg}{kT}$$

H je izvedena visina prema tlaku

Analogno se piše jednadžba (4 a)

$$\frac{dn}{n} = -\frac{dz}{H^*} \quad (4 a)$$

gdje je H^* izvedena visina prema brojnoj gustoći

a veza između H i H^* dana je jednadžbom

$$\frac{1}{H^*} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} + \frac{1}{H}$$

3. DODANI SRODNI POJMOVI

Pojmovi koji se pri kraju ovog teksta navode, česti su u novijoj literaturi koja se odnosi na fiziku srednje i gornje atmosfere i njenom modeliranju. Tehnološki napredak (mjerni in-

strumenti, elektronička računala itd.) pokazao je da se troposferski procesi nalaze u direktnoj ili indirektnoj ovisnosti o procesima srednje atmosfere i obratno; to će biti korisno upoznati dio pojmova vezanih za takova proučavanja.

U atmosferskom modelu neke stalne srednje temperature, u kojemu tlak p i gustoća zraka ρ opadaju s visinom, po eksponencijalnom zakonu vrijedi:

$$\frac{p_z}{p_0} = \frac{\rho_z}{\rho_0} = e^{-\frac{z}{H}} = e^{-\frac{z}{H^*}}$$

U takovu je modelu izvedena visina po tlaku H jednaka izvedenoj visini po gustoći H^* , i tada se govori o *eksponencijalnoj atmosferi*.

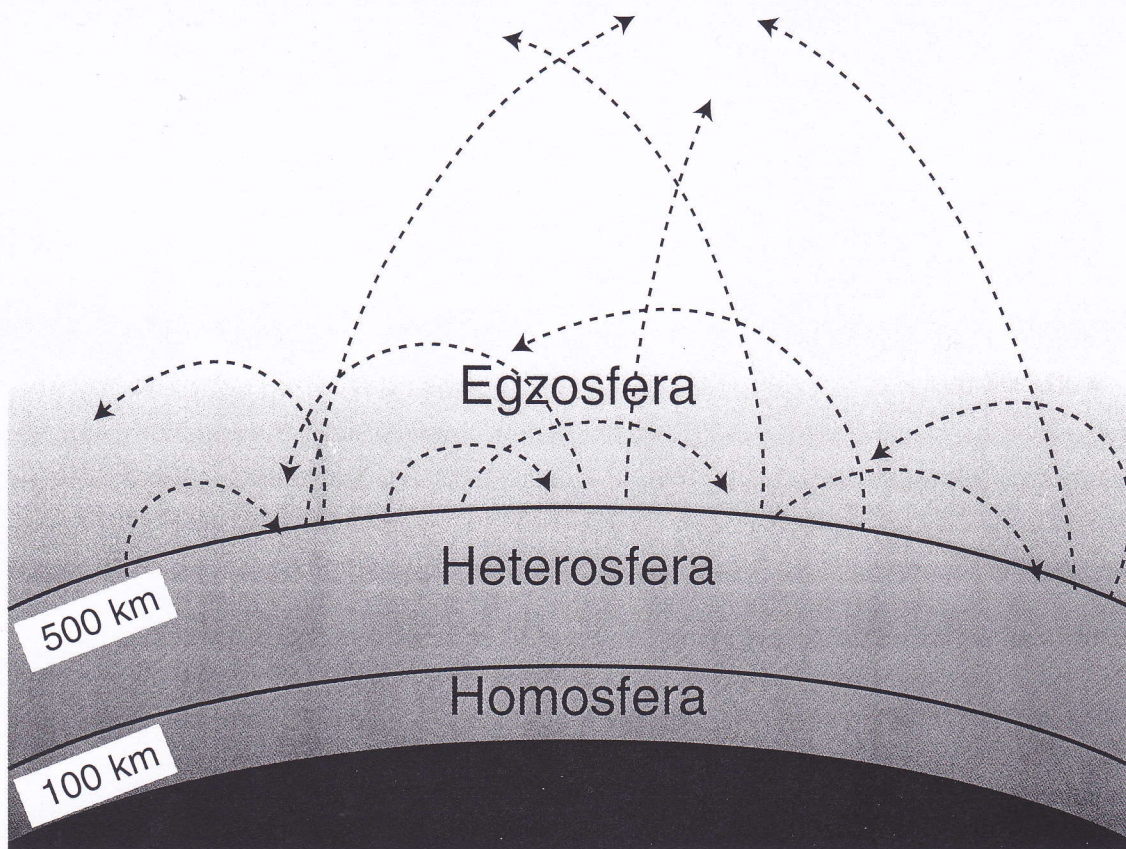
Atmosferski model u kojemu se gustoća ne mijenja s visinom, vertikalni temperaturni gradijent $\gamma = \frac{dT}{dz} = \frac{g}{R}$ poprima vrijednost *autokonvekcije* γ_a , koja iznosi 3.42° C na 100 m (gdje je γ vertikalni temperaturni gradijent, T temperatura, z visina (geometrijska), g akceleracija sile teže, R plinska konstanta zračne smjese).

Hipotetički atmosferski sloj u kojemu se gustoća ne mijenja s visinom naziva se *homogeni atmosferski sloj* (homogenost u odnosu na gustoću). Uvjet za homogenost atmosferskog sloja, dovodi dakle do opadanja temperature s visinom prema *vertikalnom gradijentu autokonvekcije* γ_a . Uz γ , koje je manje od γ_a (uobi-

Tablica. 3. Izvadak iz tablica aeronomskih parametara (prema P.M. Banks, G. Kockarts, 1973): z - visina u km, T - temperatura u K, M - srednja molekularna masa u AMU (atomic mass unit), H - izvedena visina prema tlaku u km, BETA - vertikalni gradijent za H (dH/dz), HRO - izvedena visina prema gustoći (H^*) u km, BETAR - vertikalni gradijent za H^* (dH^*/dz). a) model za termosferu kad je $T(500 \text{ km}) = 750 \text{ K}$; b) model za termosferu kad je $T(500 \text{ km}) = 2000 \text{ K}$.

Table 3. An extraction from aeronomic parameter tables (P.M. Banks, G. Kockarts, 1973): z - height in km, T - temperature in K, M - average molecular mass in AMU (atomic mass unit), H - pressure scale height in km, BETA - vertical gradient for H (dH/dz), HRO - density scale height (H^*) in km, BETAR - vertical gradient for the H^* (dH^*/dz) a) model for thermosphere $T(500 \text{ km}) = 750 \text{ K}$; b) the model for thermosphere $T(500 \text{ km}) = 2000 \text{ K}$

a)							b)						
Z (KM)	T (K)	M (AMU)	H (KM)	BETA	HRO (KM)	BETAR	Z (KM)	T (K)	M (AMU)	H (KM)	BETA	HRO (KM)	BETAR
120	323.6	26.1	10.9	0.377	8.0	0.300	120	323.6	26.1	10.9	1.096	5.2	0.656
130	418.7	25.3	14.6	0.372	10.7	0.276	130	590.9	25.4	20.5	0.881	11.0	0.547
140	504.7	24.5	18.3	0.344	13.6	0.305	140	807.9	24.9	28.7	0.756	16.4	0.546
150	573.6	23.8	21.4	0.792	16.7	0.298	150	985.5	24.5	35.7	0.647	21.8	0.528
160	624.2	23.1	24.1	0.242	19.5	0.267	160	1131.5	24.2	41.7	0.560	27.0	0.500
170	660.3	22.4	26.3	0.204	22.0	0.232	170	1252.5	23.8	47.0	0.491	31.8	0.469
180	685.7	21.8	28.2	0.176	24.2	0.201	180	1353.8	23.5	51.6	0.435	36.3	0.438
190	703.6	21.2	29.9	0.155	26.1	0.176	190	1439.3	23.2	55.7	0.390	40.6	0.408
200	716.2	20.6	31.3	0.140	27.7	0.158	200	1512.0	22.9	59.4	0.353	44.5	0.380
210	725.2	20.1	32.7	0.128	29.2	0.144	210	1574.2	22.7	62.8	0.322	48.2	0.355
220	731.7	19.6	33.9	0.118	30.6	0.133	220	1627.7	22.4	65.9	0.297	51.6	0.332
230	736.4	19.1	35.0	0.110	31.9	0.124	230	1673.9	22.2	68.7	0.275	54.8	0.311
240	739.8	18.7	36.1	0.102	33.1	0.117	240	1713.9	21.9	71.4	0.256	57.8	0.292
250	742.3	18.3	37.1	0.095	34.2	0.110	250	1748.7	21.7	73.9	0.240	60.7	0.275
260	744.1	18.0	38.0	0.088	35.3	0.104	260	1779.1	21.4	76.2	0.226	63.3	0.259
270	745.5	17.7	38.8	0.082	36.3	0.098	270	1805.7	21.2	78.4	0.214	65.9	0.246
280	746.5	17.4	39.6	0.076	37.2	0.091	280	1829.0	21.0	80.5	0.204	68.2	0.233
290	747.3	17.2	40.4	0.071	38.1	0.085	290	1849.5	20.8	82.5	0.194	70.5	0.222
300	747.9	16.9	41.1	0.067	38.9	0.078	300	1867.5	20.6	84.4	0.186	72.7	0.212
310	748.4	16.7	41.7	0.063	39.7	0.072	310	1883.5	20.4	86.2	0.179	74.8	0.204
320	748.8	16.5	42.3	0.061	40.4	0.067	320	1897.5	20.2	88.0	0.172	76.8	0.196
330	749.0	16.4	42.9	0.059	41.0	0.061	330	1910.0	20.0	89.7	0.166	78.7	0.189
340	749.2	16.2	43.5	0.058	41.6	0.056	340	1921.1	19.8	91.3	0.161	80.5	0.182
350	749.4	16.0	44.1	0.059	42.2	0.052	350	1931.0	19.6	92.9	0.155	82.3	0.176
360	749.5	15.9	44.7	0.061	42.7	0.049	360	1939.8	19.4	94.4	0.151	84.1	0.171
370	749.7	15.7	45.3	0.064	43.1	0.046	370	1947.6	19.3	95.9	0.146	85.8	0.166
380	749.7	15.5	46.0	0.069	43.6	0.043	380	1954.6	19.1	97.3	0.142	87.4	0.162
390	749.8	15.3	46.7	0.075	44.0	0.041	390	1960.9	19.0	98.7	0.138	89.0	0.158
400	749.8	15.1	47.5	0.083	44.4	0.040	400	1966.5	18.8	100.1	0.135	90.6	0.154
450	750.0	13.7	53.3	0.164	46.5	0.045	450	1987.2	18.1	106.4	0.119	97.8	0.138
500	750.0	11.3	65.6	0.349	49.3	0.073	500	1999.7	17.6	112.0	0.106	104.4	0.124
550	750.0	8.2	91.0	0.698	54.5	0.141	550	2007.4	17.2	117.1	0.096	110.2	0.111



Slika 2. Shematski presjek kroz atmosferu sa skicom trajektorija čestica u egzosferi (prema M.L.Salby, 1996)

Figure 2. Scheme of the vertical cross-section through the atmosphere with particle trajectory scathes in the exosphere (according to M.I.Salby, 1996)

čajeni uvjeti u troposferi), gustoća opada s visinom, a uz γ veće od γ_a , gustoća raste s visinom (moguće u prvih 10–15 m iznad tla za jake insolacije sredinom dana). Uvrštavajući vrijednosti plinske konstante suhe zračne smjese, te vrijednost temperature zraka i akceleracije sile teže pri Zemljinoj površini, zanemarujući pri tom promjenu g s visinom, u izrazu $H = \frac{kT}{mg} \approx \frac{RT}{g}$ dobiva se da je H okruglo 8 km. Prema tome, debljina sloja homogene atmosfere iznosi 8 km, kada se uz navedene uvjete donja baza toga sloja nalazi na Zemljinoj površini. Drugim riječima: barometrijska izvedena visina H za troposferu iznosi okruglo 8 km. Definira se nadalje

$$N = \int_z^{\infty} n(z) dz = n(z)H$$

Ukupna (integralna) brojevna (numerička) gustoća N jednaka je broju čestica u atmosfer-

skom stupcu jediničnog presjeka i određene visine ili debljine atmosferskog sloja, može se izraziti pomoću barometričke izvedene visine H , odnosno pomoću visine (debljine) stupca zraka koji bi pod uvjetima STP sadržavao jednaki broj čestica (molekule i atomi). Broj čestica u atmosferskom stupcu jediničnog presjeka i beskonačne visine zovemo *stupčana gustoća* (engl. *column density*).

$\xi = \frac{n}{n_0}$, gdje je $n_0 = 2.687 \cdot 10^{19} \text{ cm}^{-3}$ (broj molekula u cm^3), Loschmidtov broj.

ξ jest *ekvivalentna debljina* (engl. *the equivalent thickness*) izražava se u »atmo-centimetrima« ili »centimetrima atmosfere« ili »centimetar-amagat«, oznake *atmcm* (ili *amagat cm*, *amagat m*, *amagat km*).

Ovim tekstem željelo se protumačiti pojmove koji se sve češće koriste u novijoj meteorološkoj literaturi kao i u literaturi koja se odnosi na fiziku srednje i gornje atmosfere (aeronomija).

LITERATURA

- ***, 1997: Encyclopaedia Britannica, Macropedia, 14/325.
- Banks, P.M., G. Kockarts, 1973: Aeronomy , Part A. Academic Press, 430 pp.
- Banks, P.M., G. Kockarts, 1973: Aeronomy , Part B. Academic Press, 355 pp.
- Chapman, S., R. S. Lindzen, 1970: Atmospheric tides, Thermal and Gravitational. Gordon and Breach/Science Publishers, New York, 200 pp.
- Chamberlain, J.W., 1978: Theory of Planetary Atmospheres. An Introduction to their Physics and Chemistry. Academic Press, 481 pp.
- Kato, S., 1980: Dynamics of the Upper Atmosphere. D. Reidel Publ.Comp. 233 pp.
- Kertz, W, 1971: Einführung in die Geophysic B II. Bibliographisches Institut Mannheim, Wien, Zürich, 233–440.
- Salby, M.L., 1996: Fundamentals of Atmospheric Physics. Academic Press, 627 pp.
- Eric Weisstein's Treasure Trove of Astronomy: web adresa: <http://www.treasure-troves.com.com/astro/Earth.html>