

FIZIKALNA OSNOVA UTJECAJA ATMOSFERE U GEODETSKIM MJERENJIMA

Dušan BENČIĆ, Zlatko LASIĆ — Zagreb*

SAŽETAK. Utjecaj atmosfere postao je bitni ograničujući čimbenik točnosti geodetskih mjerenja. Stoga se u ovom radu razlaže fizikalna osnova utjecaja atmosfere i razvoj kriterija za ocjenu stabilnosti atmosfere, te primjena teorije prizemnog sloja i matematičko-fizikalnih modela.

1. UVOD

Geodetski se radovi u najvećem broju obavljaju na terenu u vrlo različitim vremenskim i klimatskim uvjetima, pa su geodetska mjerenja opterećena dodatnim vrlo složenim utjecajima medija kroz koji prolaze elektromagnetski valovi. Kako su uz razvoj instrumentalne tehnike mjerenja bivala točnija, a uz razvoj tehnologije i industrije, prometnica i tehničkih objekata pojavljivali se i sve veći zahtjevi na visoku preciznost geodetskih informacija, to je i problematika izvora pogrešaka zbog utjecaja atmosfere bila aktualnija. U današnjem stanju iznimnoga tehnološkog razvoja u proizvodnji mjernih instrumenata, mjerne i računске tehnike, kada se postižu preciznosti mjerenja kutova 0,1 mgon, preciznog niveliranja 0,2 mm/km, a elektroničkog mjerenja duljina relativne točnosti 10^{-7} , brojni autori ističu da je upravo utjecaj atmosfere postao bitni ograničujući čimbenik točnosti geodetskih mjerenja. Stoga su od iznimnog značenja istraživanja u ovom području. Možemo reći da istraživanja traju gotovo od otkrića zakona loma svjetlosti u početku XVII. stoljeća (Snellius, Descartes) uz značajni razvoj u XIX. stoljeću (Struve, Zinger, Rilke, Bessel, Lallemant) koji je utemeljen na empiričkim istraživanjima, kako bi na kraju stoljeća došlo i do razvoja teoretskih modela uz eksperimentalne provjere teorije.

Istraživanja utjecaja atmosferske refrakcije uvijek su intenzivirana prije početka većih geodetskih radova (npr. gradusna mjerenja, izvođenje zemaljskih triangulacija i nivelmana), odnosno analizom obavljenih mjerenja. Tako, npr., nakon izmjere visinske razlike površina Crnog i Kaspijskog mora (mjerenja obavila ekspedicija Akademije znanosti u Rusiji 1836. do 1837. godine) Struve istražuje utjecaj atmosferske refrakcije na rezultate trigonometrijskog nivelmana i predlaže metode isključenja njenog utjecaja:

* Prof. dr. Dušan BENČIĆ i mr. Zlatko LASIĆ, Geodetski fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 41000 Zagreb, Kačićeva 26.

- a) provođenjem istodobnih opažanja s dvije stanice i
- b) opažanjem s dvije stanice kojih su visine određene iz istodobnih opažanja.

U našem su stoljeću istraživanja i spoznaje znatno prošireni uvođenjem novih metoda, razvojem meteorologije, primjenom suvremenih računala uz formiranje matematičko-fizikalnih modela i simulaciju promjena različitih parametara koji obilježuju fizikalna svojstva atmosfere. Sve je to uvjetovalo razvoj različitih programa opažanja i empiričkih formula za korekciju rezultata i, što je važno, dobiveni su iskustveni podaci o mogućim utjecajima atmosferskih parametara u različitim terenskim uvjetima, te pronađeni najpogodniji uvjeti za mjerenje.

Ipak, rješenje fizikalnih zadata geodetske refraktometrije vrlo je otežano zbog znatnih izmjena polja refrakcije u vremenu i prostoru i nije slučajno što dugogodišnja istraživanja nisu rezultirala konačnim rješenjem ovih problema (Ostrovskij, 1985).

2. SASTAV, KARAKTERISTIČNI PROCESI I OPTIČKA SVOJSTVA ATMOSFERE

Atmosfera, zračni ovoj oko Zemlje, smjesa je plinova od kojih su neki u stalnom, a neki u promjenljivom omjeru. U stalnom su omjeru: dušik (78,08%), kisik (20,95%), argon (0,93%) i ostali plemeniti plinovi. U promjenljivom su omjeru: ugljični dioksid i vodena para. Djelovanjem vjetrova i čovjeka, u atmosferi se nalaze i različite čestice dima, prašine i drugih sastojaka što u industrijskim zonama utječu ne samo na svojstva atmosfere, već i život čovjeka.

Zemljina atmosfera je slojevite strukture.

Donji slojevi atmosfere dijele se na *troposferu* i *stratosferu*. Iznad njih je mezosfera (40 do 80 km), termosfera (do 600 km) i egzosfera. Troposfera je najniži dio atmosfere, u polarnim krajevima visoka 17 km, a u ekvatorijalnim 8 do 9 km. U njoj se pojavljuju meteorološke pojave i promjene. Temperatura opada s visinom i na gornjoj granici troposfere iznosi od -50°C do -85°C . Prema fizikalno-kemijskim procesima atmosfera se dijeli i na *ozonosferu*, između 10 i 50 km, karakterističnom po koncentraciji ozona i na *ionosferu* koja počinje na visini od 70 ili 80 km, a karakterizirana je velikom gustoćom iona što utječe na elektromagnetna svojstva sloja a prema tomu i na uvjete širenja radiovalova u mjernim procesima.

Graničnim slojem atmosfere nazivamo sloj zraka troposfere visine približno do 1000 m koji je pod neposrednim termičkim i dinamičkim utjecajem tla. Visina graničnog sloja je promjenljiva veličina i ovisi o hrapavosti podloge (konfiguraciji terena, pokrivaču — raslinje, pijesak, snijeg), intenzitetu turbulentnih kretanja i brzini vjetrova. Proces koji se događaju u graničnom sloju između zemljine površine i slobodne atmosfere od posebnog su značenja za fiziku atmosferskih procesa i život na zemlji, a isto tako i za mjerne djelatnosti. Kako ovi procesi nisu jednako intenzivni u nižim i višim slojevima, u svrhu istraživanja složenosti pojava i njihova utjecaja na mjerenja posebno se proučava podsloj graničnog sloja koji nazivamo *prizemnim slojem*.

Prizemni sloj je visine 50 do 100 m, u nekim slučajevima i do 200 m. Visina prizemnog sloja može se po nekim značajkama izračunati. Osnovne značajke prizemnog sloja su znatnije promjene turbulentnog toka, temperature i ostalih meteoroloških parametara s visinom. No važno je svojstvo prizemnog sloja — praktična nepromjenljivost pravca vjetra s visinom, dok brzina vjetra raste razmjerno logaritmu visine. Iznad prizemnog sloja promjene pravca i brzine vjetra mogu se opisati tzv. Ekmanovom spiralom sve dok se na granici graničnog sloja ne izjednače s brzinom i pravcem vjetra u slobodnoj atmosferi. Na osnovi izrazitih promjena temperatura i pojava turbulencije prizemni sloj dijelimo u tri sloja: viši, niži i najniži prizemni sloj.

Najveći negativni temperaturni gradijenti pojavljuju se neposredno u blizini tla. Granica *nižega prizemnog sloja* je promjenljiva i ovisna o insolaciji tla i toplinskom toku. Ljeti iznosi oko 30 m, a zimi oko 10 m (Bahnert, 1985). *Najniži prizemni sloj* je u području 2 do 3 m neposredno iznad tla s vrlo izraženim nestabilnostima zračnih masa tijekom insolacije. Pri prolazu vizure kroz najniži prizemni sloj pojavljuju se znatna refrakcijska djelovanja, pa se, kao npr. pri niveliranju, propisuju minimalne visine i maksimalne duljine vizure, kao i pogodno vrijeme za opažanja u svrhu smanjenja nepovoljnih utjecaja. U najnižem prizemnom sloju stvaraju se vrlo jaki utjecaji na tok zraka svjetlosti. Kolike su razlike u utjecaju refrakcije već pri malim visinskim razlikama u tom sloju pokazuju rezultati ispitivanja na duljini vizure od 500 m prema E. Hübneru (tablica 1).

Tablica 1. Linearni vertikalni otklon zrake

Visina vizure	0,5 m		1,5 m		2,5 m	
	noću	danju	noću	danju	noću	danju
$\Delta l/500$ m	– 29 do + 20 cm		– 9,8 do + 5,9 cm		– 4,3 do + 3,9 cm	
k	+ 15 do – 10		+ 5 do – 3		+ 2,2 do – 2,0	

gdje je: Δl — maksimalni linearni vertikalni otklon zrake

k — izračunani odgovarajući koeficijent refrakcije

To pokazuje i da primjena koeficijenta refrakcije $k = 0,13$ što ga je izveo Gauss (1823) u sklopu hanoverskoga gradusnog mjerenja u najnižem sloju nema nikakva smisla.

Zemlja s atmosferom prima toplinsku energiju od sunca izravnim ili difuznim zračenjem. Zbog velike razlike u toplinskoj vodljivosti i dobre pokretljivosti zraka zračne mase vrlo brzo slijede promjene temperature tla. Pri insolaciji zagrijani djelići mase zraka u neposrednoj blizini tla specifično su lakši od hladnijih u okolišu i penju se prema gore. Tako dolazi do izmjene topline i promjene temperaturne raspodjele, što uzrokuje, uz varijacije brzine kretanja i prostornu i vremensku promjenu puta, pojave zračnih struja i vrtloga različite veličine koji se miješaju s ostalim zrakom i nestaju kad se postigne gustoća okolnog medija. Ove procese nazivamo jednim imenom: *turbulentnim kretanjima*. Na taj način u svakoj točki prizemnog sloja atmosfere temperatura tijekom dana oscilira od jutarnjeg minimuma do poslije-

podnevnog maksimuma koji doseže to ranije što je naoblachenje neba manje i točka promatranja bliže tlu. Veličina ovih promjena ovisi ne samo o stupnju naoblake (u meteorologiji se mjeri u osminama ili desetinama pokrivenosti neba, npr. pri pokrivenosti neba 2/8 smatra se da je nebo vedro), već i o sastavu tla, raslinju, o jakosti i smjeru vjetra. *Turbulencija* zraka u prizemnom sloju atmosfere određena je u cjelini, dakle, s dva osnovna čimbenika:

- termičkim (pokretanje toplih odnosno hladnih čestica),
- dinamičkim (djelovanje vjetra s ovisnošću o neravnosti odnosno pokrivaču, tj. hrapavosti tla).

U geodetskim mjerenjima, u vidnom polju dalekozora, pojavljuje se uslijed turbulencije *titranje slika*. Intenzitet tj. amplituda i frekvencija titranja ovisi o:

- termičkoj stabilnosti prizemnog sloja,
- brzini vjetra, te
- stupnju nehomogenosti temperaturnih polja.

Sve ove pojave ovise i o klimatskim uvjetima i dobi godine.

2.1. Indeks loma zraka

Krivulja refrakcije

Svako optičko sredstvo kroz koje se svjetlost širi obilježeno je brzinom svjetlosti. Ono je *izotropno* kada se svjetlost u svim smjerovima širi istom brzinom, a homogeno kad se to odnosi samo na određene smjerove, dok je u različitim smjerovima i brzina različita. Svako izotropno sredstvo obilježeno je određenom konstantnom gustoćom i određenim *indeksom loma* koji je za određenu valnu duljinu konstanta.

Kako je gustoća atmosfere varijabilna, to je i indeks loma zraka promjenljiva veličina, a znatno ovisi o osnovnim parametrima:

$$n = f(p, T, e, \lambda),$$

gdje je:

- p — atmosferski tlak
- T — temperatura
- e — parcijalni tlak vodene pare (parametar vlage zraka)
- λ — valna duljina

Promjena temperature za 1K, a p ili e za 1 mbar, uz $\lambda = 0,5\text{--}0,6 \mu\text{m}$, mijenja indeks loma zraka za $1 \cdot 10^{-6}$, $0,4 \cdot 10^{-6}$ ili $0,04 \cdot 10^{-6}$ (Ostrovskij 1985.). To znači da promjena temperature ima najveći utjecaj, pa su i termičko stanje i procesi u atmosferi najvažniji.

U geodetskim mjerenjima će, očividno, najveći utjecaj po tomu imati varijacije temperature i njena gradijenta u točkama kroz koje prolazi vizura, što su pokazala i brojna ispitivanja.

Maksimalna promjena indeksa loma zraka je u vertikalnom profilu u kojemu se tlak zraka smanjuje po dostatno poznatim zakonitostima.

Kako promjena indeksa loma uzrokuje promjenu brzine svjetlosti a prema tomu i lom ili *refrakciju* svjetlosti (Snellov zakon), njegove diferencijalne promjene u svakoj točki prostora, u ovisnosti o promjeni parametara atmo-

sfere, uzrokuju diferencijalne, a to znači kontinuirane promjene smjera zrake svjetlosti. U čitavom toku, od vizirane točke do mjernog instrumenta, zraka svjetlosti je zakrivljena, pa govorimo o *krivulji refrakcije* koja varira svojom zakrivljenošću, zbog promjenljivosti parametara atmosfere a time i indeksa loma tijekom čitavoga dnevnog ciklusa.

Treba razlikovati *integralnu* (sveukupnu) i *lokalnu* (mjesnu) *refrakciju*. Iz toga slijedi i pojam *integralnog* i *lokalnog indeksa loma*. Integralni indeks loma označuje integralno tj. sumarno djelovanje svih lokalnih indeksa lomova točaka prostora kroz koje vizura prolazi. Na osnovi izravnog određivanja lokalnog indeksa loma u pojedinim točkama vizure ili drugim posrednim mjerenjima određuje se indeks loma za račun koji nazivamo *reprezentativnim*, a koji je procjena integralnog indeksa loma. Analogno govorimo o integralnoj i reprezentativnoj temperaturi, odnosno o integralnom i reprezentativnom temperaturnom gradijentu.

2.2. Temperaturni gradijent

Termička stratifikacija graničnog sloja i kriteriji stabilnosti

Promjene atmosferskih parametara proučavamo s pomoću njihovih gradijenata. Najznatniji utjecaj na refrakciju, kao što je rečeno, ima promjena temperature, a to znači veličina *temperaturnoga gradijenta* τ .

Egzaktno je temperaturni gradijent definiran diferencijalnim kvocijentom dT/dh . Praktički se uzima kvocijent razlika temperatura $\Delta T/\Delta h$ po vertikali (vertikalni temperaturni gradijent) ili horizontalni (horizontalni temperaturni gradijent).

Kako za hod temperature nema prirodne zakonitosti, na osnovi opažackog materijala godinama se pokušavao pronaći hod temperature koji bi najbolje odražavao stvarno stanje (Hugershoff, Kohlmüller, Kukkamäki). Najpogodnijom se za niže slojeve pokazala interpolacijska formula koju je primijenio Kukkamäki, a kasnije i Best (1935) na osnovi višegodišnjeg mjerenja temperature u Engleskoj, a potvrdio Brocks (1948, 1950) na osnovi opažackog materijala europskih stanica.

$$t = a + bh^c,$$

gdje je:

- a** — temperatura zraka u °C
- a, b i c** — konstante koje označuju temperaturno polje, a određuju se iz mjerenja (tri mjerenja temperature na tri različite visine h)
- h** — visina iznad tla

Uza stanovite aproksimacije u ovoj formuli dobiva se vrlo pojednostavnjena formula za vertikalni temperaturni gradijent: $\tau = \frac{\tau_1}{h}$ (Bahnert 1987.) gdje je: τ_1 vertikalni temperaturni gradijent za $h = 1$ m.

Apsolutni iznos gradijenta τ ovisi o vremenskim okolnostima, ne računajući dnevne promjene. Pri oblačnom nebu gradijent iznosi samo 10 do 15% mjesečne srednje vrijednosti za odgovarajući sat dana, dok pri jasnom vremenu može dosegnuti i dvostruke vrijednosti.

Ako je gustoća zraka konstantna, zraka svjetlosti bila bi pravac. No to se neće dogoditi ni pri temperaturnom gradijentu jednakom nuli, zbog utjecaja ostalih parametara.

Pri $\tau = -1 \text{ K}/100 \text{ m} = \text{konst.}$, atmosfera je u indiferentnom stanju ravnoteže (Deumlich, 1963). Tijekom dana negativni temperaturni gradijent se u apsolutnom smislu povećava do maksimuma u ranom poslijepodnevju, te se opet smanjuje i prije zalaska sunca gradijent poprima pozitivne vrijednosti, tj. pojavljuje se *temperaturna inverzija*. Tijekom noći, u razdoblju inverzije, temperaturni gradijent poprima maksimalne pozitivne vrijednosti, te uskoro nakon izlaska sunca (1 do 2^h) doseže vrijednost nula, a zatim se ciklus ponavlja.

Vrlo ilustrativno Hübner (1986) pokazuje dnevni hod temperaturnoga gradijenta na visini instrumenta 1,5 m pri ispitivanjima dnevnog hoda laserske zrake preko livade za jasnoga lipanjskog dana pri brzini vjetera do 2 m/s.

Na osnovi dnevnog ciklusa temperaturnoga gradijenta razlikujemo tri osnovne stratifikacije u graničnom sloju koje imaju karakteristična svojstva pri utjecaju atmosfere na mjerne procese:

1. Neutralna stratifikacija

Adijabatski temperaturni gradijent $\frac{dt}{dh} = 0,0098 \text{ K/m} = \text{konst.}$

Refrakcijsko polje blisko je homogenom, a krivulja refrakcije ima oblik luka kružnice s konveksnom stranom u vertikalnoj ravnini okrenutom prema gore. Bočne refrakcije praktički nema, a nivelmanska refrakcija se pri ravnom tlu iskazuje jednako pri očitanjima stražnje i prednje letve. Vertikalni kutovi (zenitne duljine) podvrgnuti su *normalnom dijelu* vertikalne refrakcije i refrakcijski kutovi (Benčić, 1990) računaju se po jednostavnim formulama uz poznavanje temperature i tlaka zraka.

No razdoblje neutralne stratifikacije i izotermije je kratko (5 do 30 min.), a pojavljuje se ujutro i uvečer u vremenu ovisnom o insolaciji i brzini vjetera.

2. Nestabilna (labilna) stratifikacija

Nakon izlaska sunca, čim se tlo i prizemni sloj zraka ugriju, razgrađuje se noćna inverzija temperaturnoga gradijenta. Pritom se stvara adijabatski gradijent kojemu odgovara stupanj neutralne ravnoteže, a koji brzo prelazi u superradijabatski pri čemu nastaje labilna ravnoteža. Nakon izotermije ujutro se pojavljuju negativni temperaturni gradijenti. Krivulja refrakcije okrenuta je konkavnom stranom prema gore. Temperaturni gradijent sastoji se od *normalnog* i *anomalnog* dijela. S povećanjem (apsolutno) negativnoga temperaturnoga gradijenta *anomalni dio* je sve veći i dolazi do sve izraženijega turbulentnoga kretanja uslijed termičkih procesa, što se očituje u povećanju amplitude titranja koja je najveća oko podneva.

Stalna turbulentna fluktuacija indeksa loma izaziva faznu fluktuaciju valova uzrokujući fluktuaciju upadnih kutova zraka svjetlosti u optičkom sustavu a time i »kaotičnu« promjenu položaja slike cilja, što će imati kao posljedicu i titranje slike i pogoršanje kontrasta, moći razdvajanja, a to znači i pomućenja slike u ravnini preslikavanja optičkog sustava. Pri teoretskom

razmatranju očekivane veličine fluktuacije upadnih kutova σ_y obično koristimo izraz srednjega kvadrata fluktuacije različitosti faza sfernih valova na bazi $\rho = 2\rho_0$ tj. jednakoj promjeru ulaznog otvora optičkog sustava. Na osnovi teorije o širenju valova u turbulentnoj atmosferi (Tatarskij, 1967) uz $\rho \gg \gg \sqrt{\lambda D}$ (D udaljenost cilja, λ valna duljina) slijedi:

$$\sigma_y^2 = 1,1 C_n^2 D (2\rho_0)^{-\frac{1}{3}}$$

gdje je:

$$C_n^2 = D^{-1} \int_0^D C_n^2(x) dx$$

i naziva se *strukturnom značajkom intenzivnosti fluktuacije indeksa loma atmosfere na trajektoriji duljine D*.

Veličina C_n^2 označuje turbulenciju, a može se odrediti na različite načine. Najjednostavnije se određuje eksperimentalno, na osnovi mjerenja moći razdvajanja testa (npr. radijalni test) tj. pomućenjem preslikavanja regularnih struktura.

Kako postoji funkcionalna veza između veličina C_n^2 i *strukturne značajke fluktuacije temperature* C_T^2 . Medovikov i Vinogradov (1984) ispitivali su mogućnost određivanja temperaturnoga gradijenta na osnovi mjerenja veličine C_n^2 primjenom radijalnog testa periode $\pi/16$, te su zaključili da je ova metoda određivanja temperaturnoga gradijenta jednostavnija u tehničkoj realizaciji od metode određivanja gradijenta istodobnim opažanjem zenitnih daljina.

Na osnovi značajke intenzivnosti fluktuacije može se, prema tomu, odrediti i utjecaj refrakcije pri mjerenjima (Vinogradov et al., 1985). Brojna su ispitivanja pokazala korelaciju amplituda titranja slike i temperaturnoga gradijenta, te i mogućnosti neposrednih korekcija rezultata mjerenja zbog refrakcije, a na osnovi mjerenja amplitude titranja.

3. Stabilna stratifikacija

Nakon izotermije prije zalaska sunca temperaturni gradijenti su pozitivni sve do jutarnje pojave neutralne stratifikacije. To je razdoblje stabilne stratifikacije graničnog sloja.

Ovaj se ciklus poremećuje djelovanjem vjetra, porasta naoblake i ako padnu oborine.

U ovom stoljeću zabilježen je znatan razvoj meteorologije, pa nam brojna istraživanja meteorologa koriste pri upoznavanju utjecaja atmosfere.

Za upoznavanje mijena stratifikacije iskoristimo stoga istraživanja meteorologa. Tako Turner (1964) i Ahrens (1972) u uvjetima potpuno oblačnog neba, noću ili danju, pridružuju neutralnu stratifikaciju, što međutim ovisi i o brzini vjetra.

Pasquill (1961) prvi je promatrao stabilnost prizemnog sloja u svezi s parametrima difuzije plinova i na osnovi mjerenja meteoroloških elemenata izradio kriterije stabilnosti u ovisnosti o brzini vjetra i insolaciji (tablica 2).

Ovaj kriterij vrijedi za neurbaniziranu sredinu. Međutim, inverzije se iznad gradskih kompleksa zbog toplinskog efekta grada pojavljuju znatno rjeđe.

Tablica 2. Kriterij stabilnosti prema Pasquillu : A — jako labilno, B — umjereno labilno, C — malo labilno, D — neutralno, E — malo stabilno, F — stabilno

Brzina vjeta m/s	Insolacija			Naoblaka (noć)	
	jaka	umjerena	slaba	4/8	3/8
< 2	A	A – B	B	–	–
2 – 3	A – B	B	C	E	F
3 – 5	B	B – C	C	D	E
5 – 6	C	C – D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

Tablica 3. Kriterij stabilnosti za topli dio godine : 1 — jako labilno, 2 — umjereno labilno, 3 — malo labilno, 4 — neutralno, 5 — malo stabilno, 6 — umjereno stabilno, 7 — jako stabilno

Brzina vjeta m/s	Insolacija (dan)			Naoblaka u desetinama (noć)		
	0,7 – 1,0	0,4 – 0,6	0,0 – 0,3	0 – 2	3 – 7	8 – 10
< 2,0	1 A	2 B	3 C	7 G	6 F	5 E
2,0 – 3,0	1 A	2 B	4 D	6 F	5 E	4 D
3,1 – 5,0	2 B	3 C	4 D	5 E	4 D	4 D
5,1 – 6,0	3 C	4 D	4 D	4 D	4 D	4 D
> 6,0	3 C	4 D	4 D	4 D	4 D	4 D

E. Lončar obavila je podrobna ispitivanja stupnja stabilnosti u Zagrebu (Maksimir) od 1961. do 1970. Temperaturni gradijenti ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) mjereni su s pomoću radiosondažnih motrenja, i to za noćni (01^h) i dnevni (13^h) termin mjerenja. U tablici 3. pokazani su rezultati kombinacijom brojeva i slova prema Pasquillu za ispitivanja u toplom dijelu godine. Za hladniji dio godine znatnije su izmjene u dijelu tablice: insolacija (dan) i kriteriji se kreću s oznakama 3 i 4, tj. uglavnom malo labilno i neutralno. U hladnom dijelu godine periode s maglom koje padaju u svijetli dio dana odlično koreliraju s inverzijom, što znači da odgovaraju nekom stupnju stabilne stratifikacije atmosfere (Lončar, 1974).

Poznavanje stupnja stabilnosti atmosfere važno je u geodetskim mjerenjima, budući da je pri nestabilnoj ali i stabilnoj stratifikaciji refrakcijsko polje *nehomogeno*. Takvo stanje graničnog sloja uzrokuje pogreške mjerenih kutova i visinske razlike zbog refrakcije, a koje sadrže normalni i *anomalni dio*, što znatno otežava korekcije mjerenja zbog refrakcije. S tog razloga logična je težnja da se precizna mjerenja izvode u razdoblju neutralne stratifikacije u kojemu stanje atmosfere poznajemo, no na žalost ono je kratkog trajanja. Druge su mogućnosti izvođenja mjerenja po simetričnom programu u odnosu na izotermiju, ili da se obave redukcije mjerenja na čas izotermije.

Geodetska ispitivanja su pokazala da su najpogodnije brzine vjeta pri mjerenjima 3 do 5 m/s (slab vjetar) i da je u tom slučaju za isto razdoblje dana utjecaj refrakcije minimalan (Džuman, 1966).

Složenije metode za određivanje stabilnosti koriste uglavnom podatke mjerenja temperature i brzine vjetra u dvije ili više različitih visina iznad tla. U prvoj skupini su metode koje uključuju samo termičke ili samo mehaničke značajke graničnog sloja. U drugu skupinu pripadaju metode koje uključuju oba čimbenika važna za generiranje ili poništavanje turbulencije. U tu svrhu određuju se posebni parametri: *Richardsonov* R_i i *bulk-Richardsonov broj* R_{iB} , a primjenjuju se i druge metode. Richardsonov broj je bezdimenzionalan parametar koji je definiran:

$$R_i = \frac{g \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\overline{\Theta} \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right)^2},$$

gdje je:

g — ubrzanje sile teže

$\overline{\Theta}$ — srednja potencijalna temperatura promatranog sloja

$\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — gradijent potencijalne temperature

$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z}$ — gradijent horizontalne komponente vjetra

Potencijalna temperatura Θ djelića zraka definirana je kao njegova temperatura uz pretpostavku adijabatskog procesa tj. bez izmjene topline s okolišem uz standardni tlak 1000 mbar:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286},$$

gdje je T temperatura izražena u K, a P tlak zraka u mbar.

Richardsonov broj uključuje, dakle, termičke i mehaničke čimbenike koji utječu na stabilnost i turbulenciju. Ovaj broj, teoretski, može imati sve negativne i pozitivne vrijednosti, ovisno o iznosu gradijenta temperature, no brzina vjetra ne utječe na predznak. Realno vrijednosti R_i kreću se u intervalu oko nule, ali u uvjetima slabog strujanja u graničnom sloju vrijednosti R_i mogu biti velike.

Uz

$$\begin{aligned} R_i > 0 \quad & \text{i} \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \quad \text{— stabilna stratifikacija} \\ = 0 \quad & \quad \quad = 0 \quad \text{— neutralna stratifikacija} \\ < 0 \quad & \quad \quad < 0 \quad \text{— labilna stratifikacija} \end{aligned}$$

Osim o promjenama temperature i brzini vjetra, R_i ovisi o debljini sloja i visini na kojoj se promatrani sloj nalazi, pa se na osnovi ispitivanja daju vertikalni profili R_i .

Istaknimo da i uz stabilnu atmosferu može postojati i razvijati se turbulencija unatoč termičkoj stabilnosti zbog dinamičkih procesa uzrokovanih

vjetrom i neravnošću terena, a granica iznad koje prestaju povoljni uvjeti za razvoj turbulencije jest kritični Richardsonov broj $R_{i_{kr}}$.

Za vrijednost $R_{i_{kr}}$ autori navode vrijednost u širokom intervalu. Autori Hanna i Panofsky navode da $R_{i_{kr}}$ leži u intervalu 0,2 do 0,5, a Ludlam i Businger dokazuju da je za laminarno strujanje $R_{i_{kr}} = 0,25$.

Važna modifikacija R_i koja se često koristi u istraživanjima jest bulk-Richardsonov broj R_{i_B} . R_{i_B} je bezdimenzionalni parametar stabilnosti definiran kao:

$$R_{i_B} = \frac{g \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdot z'^2}{\bar{\Theta} \cdot u'^2},$$

gdje je:

$$z' = \sqrt{z_1 \cdot z_2}$$

z_1 i z_2 — visine temperaturnih senzora

u' — brzina vjetra na visini z'

Tipično se uzima $z' = 10$ m, $z_1 = 2$ m, kao i $z_1 = 2$ m; $z_2 = 8$ m; $z' = 4$ m.

U izrazu za R_{i_B} koristi se kvadrat brzine vjetra, pa je interval u kojemu se kreću vrijednosti R_{i_B} uži. Vrijednosti R_{i_B} mogu se izračunati koristeći izračunane vrijednosti R_i , uz uvjet $\frac{\Delta u}{\Delta z} \neq 0$ iz relacije:

$$R_{i_B} = R_i \cdot \left(\frac{z' \Delta u}{u' \Delta z} \right)^2,$$

gdje je:

Δz — debljina sloja

Izračunane vrijednosti R_{i_B} sloja 2—50 m su najmanje.

U literaturi se mogu naći različite modifikacije R_{i_B} . Od modifikacija koje se oslanjaju na izvornu definiciju često se može naći da se u nazivniku nalazi srednja apsolutna temperatura T umjesto srednje potencijalne temperature sloja $\bar{\Theta}$ (Wang, 1981).

U literaturi se mogu naći različite vrijednosti $R_{i_{Bkr}}$ i prema Mahrtu (Marht, 1981) u rasponima su od 0,3 do 1,65.

3. TEORIJA PRIZEMNOG SLOJA

MATEMATIČKO-FIZIKALNI TEORIJSKI MODELI ATMOSFERE

Kako bi se što bolje obuhvatilo složeno djelovanje atmosfere u različitim uvjetima termičke stabilnosti razvijene su teorije za *procjenjivanje* stanja prizemnog sloja. Vrlo je poznata i često primijenjena teorija sličnosti Monin-Obuhova (Obuhov, 1946; Monin, Obuhov 1954). Ova teorija pretpostavlja da je turbulentni režim strujanja u prizemnom sloju određen s tri parametra: »brzinom trenja« u (značajka brzine vjetra), toplinskim tokom H i parametrom $\frac{g}{T}$.

U matematičkom dijelu uveden je *parametar stabilnosti*, tzv. Monin-Obuhova duljina:

$$L = - \frac{c_p \rho \Theta u_*^3}{kgH},$$

gdje je:

c_p — specifična toplina zraka konstantnog tlaka

ρ — gustoća zraka

k — von Karmanova konstanta

g — ubrzanje sile teže,

kao i bezdimenzijske funkcije visine $\frac{z}{L}$ kojima se mogu vrlo jednostavno odrediti stratifikacije u prizemnom sloju:

$$\frac{z}{L} > 0 \text{ stabilna stratifikacija,}$$

$$\frac{z}{L} < -0,16 \text{ nestabilna stratifikacija,}$$

$$-0,16 \leq \frac{z}{L} \leq 0 \text{ neutralna stratifikacija.}$$

S pomoću empiričkih funkcija $\frac{z}{L}$ koje se razlikuju za različite stratifikacije mogu se za pojedine stratifikacije *procijeniti* na osnovi teorije sločnosti: gradijenti i vertikalni profili temperature, brzine vjetera i vlage u prizemnom sloju, a to znači meteorološke parametre na visini z od zemljina tla, što se može primjeniti i za geodetska mjerenja. U tu svrhu potrebno je mjeriti temperaturu (u hladu) na $z = 2$ m, tlak p i e , brzinu vjetera na $z = 10$ m, procijeniti parametar hrapavosti i oblačnosti.

Monin-Obuhova teorija primjenjuje se za prizemni sloj ($z < 80$ m). Za računanje temperature u točkama iznad visine prizemnog sloja može se primijeniti teorija graničnog sloja.

Na taj način stvaraju se teorijski modeli slojeva atmosfere na osnovi karakterističnih fizikalnih veličina i parametara. Modeli atmosfere proučavaju se i simuliranjem pojedinih veličina u svrhu proučavanja ili prognoziiranja utjecaja refrakcije.

U svim matematičkim modelima promatra se promjena temperature i njenoga gradijenta, kao i promjena tlaka i gustoće zraka. Fizikalno stanje atmosfere proučava se u tri osnovna modela: uz konstantnu gustoću, ili temperaturu (izotermni model), ili konstantan temperaturni gradijent (homogena atmosfera). Drugi modeli stvaraju se na osnovi meteoroloških mjerenja i raspodjele meteoroloških parametara s visinom, odnosno simulacijom u aerodinamičnom modelu.

Model prizemnog sloja, na osnovi teorije Monin-Obuhova, te daljnjeg razvoja modela primijenjen je u geodetske svrhe za račun meteoroloških pa-

rametara na karakterističnim točkama vizure u ovisnosti o profilu terena, a u svrhu korekcija utjecaja atmosferske refrakcije (Angus-Leppan i Brunner, 1980; Džeparovski, 1988).

Teoretska proučavanja utjecaja atmosfere imaju značenje za račun korekcija, ali i za određivanja *uvjeta opažanja* u kojih utjecaj refrakcije ne premašuje dopuštene veličine.

Na najjednostavniji način intenzitet utjecaja refrakcije može se vizualno ocijeniti na osnovi amplitude titranja slike, zbog njihove međusobne korelacije, a, što je važno, to je i jedini način na osnovi kojeg opažatelj može približno ocijeniti razdoblje neutralne stratifikacije (perioda mirnih slika u vidnom polju dalekozora). Zanimljiva ispitivanja u tom smislu proveo je sa studentima prof. dr. G. Bahnert obostranim mjerenjima zenitnih kutova u različitoj dobi dana uz vizualnu ocjenu jakosti titranja slike u dalekozoru (slabo, srednje, jako, vrlo jako). Na osnovi razlika obostranih određivanja visinske razlike i ocjene titranja nađena je linearna veza s koeficijentom korelacije $r = 0,99!$ (Bahnert, 1985).

ZAKLJUČAK

Proučavanje fizikalnih svojstava atmosfere i utjecaj refrakcije na mjerne procese znatno pridonosi rješavanju osnovnog problema točnosti geodetskih mjerenja. U posljednja tri desetljeća, uz brojna praktična ispitivanja, razvijeni su i novi postupci i metode istraživanja refrakcije, posebno primjenom nove računske tehnike i usavršenih matematičko-fizikalnih modela atmosfere.

LITERATURA

- Ahrens, D. (1972): Abhängigkeit des Windprofils von der Wetterlage, Met. Rundschau, 1972, VII/VIII, 116—126.
- Angus-Leppan, D. V., Brunner, F. K. (1980): Atmospheric Temperature Models for Short-Range EDM, The Canadian Surveyor, 1980, Vol. 34, No. 2.
- Bahnert, G. (1985): Bildflimmern und terrestrische Refraktion, Vermessungstechnik, 1985, 4, 127—128.
- Bahnert, G. (1987): Zur Bestimmung lokaler Refraktionskoeffizienten, Vermessungstechnik 1987, 1, 14—17.
- Benčić, D. (1990): Geodetski instrumenti, Školska knjiga, Zagreb.
- Best, A. C. (1935): Transfer of Heat and Momentum in the lower layers of the Atmosphere, Geophysical, London 1935, Memoirs 65.
- Brocks, K. (1948): Über den Täglichen und jährlichen Gang der Temperatur in den unteren 300 Metern der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US — Zona, 1948, Nr. 5.
- Brocks, K. (1950): Meteorologische Hilfsmittel für geodätische Höhenmessung, ZfV, 1950, 71—76, 110—116, 145—152.
- Deumlich, F. (1963): Zum Einfluss der bodennahen Refraktion bei der optischen Streckenmessung mit vertikaler Latte. Diss. Dresden.
- Džeparovski, V. (1988): Prilog određivanju i eliminisanju atmosferskog efekta kod merenja linearnih veličina i zenitnih daljina. Dis. Građevinski fakultet, Beograd.
- Džuman, B. M. (1977): O točnosti izmerenja zenitnih rastojanij v periodi spokojnih izobraženij pri vetre, Geodezija, kartografija i aerofotogrametrija, 1966, 4, 9—16.

- Hübner, E. (1986): Theoretische Grundlagen zur Bestimmung der terrestrischen Refraktion aus Schalllaufzeitdifferenzen. *Vermessungstechnik*, 1986, 2, 49—52.
- Lončar, E. (1974): Određivanje stabilnosti prizemnog sloja zraka za potrebe problema difuznih plinova, *Zbornik radova 9. savjetovanje klimatologa u Sarajevu*, Beograd, 395—409.
- Medovikov, A. S., Vinogradov, V. V. (1984): Geodezičeskie metodi opredelenija temperaturnog gradienta vozduha, *Geodezija i kartografija*, 1984, 8, 24—25.
- Monin, A. S., Obuhov, A. M. (1954): Osnovnie zakonomernosti turbulentnogo premešivanja v prizemnom sloje atmosferi. *Trudi Geofiz. inta A. SSSR*, Nr. 14.
- Obuhov, A. M. (1946): Turbulentnost v temperaturno — nejednorodnoj atmosferi. *Trudi Inta teoret. geofic. AN SSSR Moskva* 1946, 1, 95—115.
- Ostrovskij, A. (1985): Sovremenije dostiženija i zadači v oblasti opredelenija i učeta vertikalnoj refrakcii, *Geodezija i kartografija*. 1985, 10, 30—37.
- Pasquill, P. (1961): *Atmospheric Diffusion*, London.
- Tatarskij, V. I. (1967): *Rasprostranenie voli v turbulentnoj atmosfere*, Moskva M. »Nauka«.
- Vidič, S. (1981): Lokalne razdiobe meteoroloških parametara u ispitivanju osjetljivosti Gaussovog modela difuzije. *Rasprave i prikazi 16. Republički hidrometeorološki zavod Hrvatske*.
- Vinogradov, V. V., Suhov, G. N., Medovikov, A. C., Saranov, V. V. (1985): Opredelenie refrakcii pri geodezičeskom nivelirovaniii po razmitju izobraženija regularnih struktur. *Geodezija i aerofotos'emka*, 1985, 2, 32—39.
- Wang, I. T. 1981: The Determination of Surface — Layer Stability and Eddy Using Wind Speed and Vertical Temperature Gradient. *Measurements*, American Meteorological society, 1981, 20, 1241—1248.

PHYSICAL BASIS OF ATMOSPHERE INFLUENCE IN GEODETIC MEASUREMENTS

Atmospheric influence nowadays is the basic limiting factor of geodetic measurement accuracy. Because of that, there are physical base of atmospheric influence and development of atmosphere stability criterion presented in this paper. Also, appliance of ground layer theory and matematical — physical models are described.

Primljeno: 1992-06-25