УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ
ПОЉОПРИВРЕДНИ ФАКУЛТЕТ

МЕТЕОРОЛОГИЈА

за студенте Пољопривредног факултета у Новом Саду

Проф.др Илија Д. Арсенић
Проф.др Драгутин Т. Михаиловић

1

МЕТЕОРОЛОГИЈА
за студенте Пољопривредног факултета у Новом Саду
Проф.др Илија Д. Арсенић
Проф.др Драгутин Т. Михаиловић

Проф.др Илија Д. Арсенић
Проф.др Драгутин Т. Михаиловић

МЕТЕОРОЛОГИЈА

за студенте Пољопривредног факултета у Новом Саду

УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ
ПОЉОПРИВРЕДНИ ФАКУЛТЕТ

НОВИ САД, 2021

ПРЕДГОВОР

Књига која стоји пред читаоцем представља уџбеник који је проистекао из искуства аутора стеченог вишегодишњим радом са студентима Пољопривредног и Природно-математичког факултета Универзитета у Новом Саду. Овај уџбеник се у значајној мери ослања на претходни уџбеник проф. Михаиловића под истим називом. Међутим, текст је прилагођен ритму и начину презентације на предавањима која изводи проф. Арсенић. Такође, већ постоје „online“ предавања проф. Арсенића настала током пандемије корона вируса а која су у потпуности усклађена са садржајем ове књиге.

Уџбеник је првенствено намењен студентима Пољопривредног факултета који по плану и програму слушају предмет „Метеорологија“. То су студенти смерова: Ратарство и повртарство, Фитомедицина, Агроекологија и заштита животне средине, Воћарство и виноградарство, Хортикултура, Органска пољопривреда и Уређење и коришћење вода.

Аутори овог уџбеника су такође и аутори Практикума из метеорологије који заједно чине целину која покрива, на један јединствен начин, како предавања тако и вежбе курса предмета Метеорологија. Студенти књигу могу да користе самостално. Међутим, аутори ипак препоручују да она буде коришћена као допуна предавањима.

Највећи изазов са којим физичар-метеоролог може да се суочи приликом писања оваквог уџбеника је свакако изналажење начина на који је могуће да се избегне употреба егзактног и најчешће врло компликованог математичког формализма, са једне стране, а опет очување научне утемељености изнетих објашњења, са друге стране. Аутори се надају да ће читаоци уочити да су се аутори успешно изборили са наведеним изазовом.

Слике и илустрације представљају неодвојиви део једног оваквог уџбеника. На неким местима је боље имати добру слику него и најбољи текст. Већина слика и илустрација је преузета из претходног уџбеника. Оне су углавно направљене модифкујући материјал пронађен на Интернету. То је урађено тако што је материјал редизајниран до мере која не оштећује права аутора који су често били и анонимни.

Код Регистра појмова начињен је преседан у односу на уобичајени приступ тако да су појмови лоцирани преко поглавља или главе, уместо преко странице. Рецензентима проф. Боривоју Рајковићу, проф. Дарку Капору и проф Драгани Латковић дугујемо дубоку захвалност. Они су стрпљиво прочитали целокупан текст учествујући у повезивању стручног, педагошког и језичког ткива у целину на начин који је био убедљив.

Нови Сад, јун 2021.год.

Аутори

САДРЖАЈ

Предговор *i*

ДЕО I
УВОД И ОСНОВНЕ НАПОМЕНЕ О АТМОСФЕРИ

1.1 УВОД
1.1.1 Кратак опис метеорологије 2
1.1.2 Метеоролошки елементи. Појам о времену и клими 3
1.1.3 Организација метеоролошких осматрања 4
1.1.4 Минијатуре из историје метеорологије 6

2.1 САСТАВ АТМОСФЕРЕ
2.1.1 Порекло атмосфере 9
2.1.2 Грађа атмосфере 10
2.1.3 Састав атмосфере 11
2.1.4 Вертикална расподела притиска и густине ваздуха 12

ДЕО II
ТОПЛОТНИ ПРОЦЕСИ АТМОСФЕРИ

3.1 СУНЧЕВО ЗРАЧЕЊЕ
3.1.1 Основни закони зрачења 16
3.1.2 Сунце као извор енергије 20
3.1.3 Спектар сунчевог зрачења и соларна константа 21
3.1.4 Слабљење сунчевог зрачења у атмосфери 22
3.1.5 Директно зрачење 24
3.1.6 Дифузно зрачење 25
3.1.7 Глобално зрачење 26
3.1.8 Одбијање сунчевог зрачења од подлоге 27
3.1.9 Биланс краткоталасног зрачења 28
3.1.10 Фотометријски односи и величине 29

3.2 ЗЕМЉИНО ЗРАЧЕЊЕ И АТМОСФЕРСКО ЗРАЧЕЊЕ
3.2.1 Природа Земљиног зрачења 31
3.2.2 Атмосферско зрачење 32
3.2.3Апсорпција дуготаласног зрачења у атмосфери 33
3.2.5 Емпиријске формуле за израчунавање противзрачења атмосфере 36
3.2.6 Преглед начина размене енергије у атмосфери 37
3.2.7 Топлотни биланс система Земља-атмосфере 38

3.3 ТОПЛОТНИ РЕЖИМ ЗЕМЉИШТА И ВОДЕ

3.3.1 Активна површина 40
3.3.2 Загревање и хлађење земљишта 41
3.3.3 Дневни и годишњи ход температуре на површини земљишта 43
3.3.4 Простирање топлоте и температурних промена у дубље слојеве земљишта 46
3.3.5 Промене температуре земљишта са дубином 48
3.3.6 Загревање и хлађење водених басена 50

3.4 ТОПЛОТНИ РЕЖИМ АТМОСФЕРЕ

3.4.1 Процеси загревања и хлађења ваздуха 52
3.4.2 Утицај врсте подлоге на загревање и хлађење ваздуха 53
3.4.3 Утицај биљног покривача и градских услова на температуру ваздуха 53
3.4.4 Мразеви 54
3.4.5 Дневни и годишњи ход температуре ваздуха 55
3.4.6 Промена температуре ваздуха с висином у приземном слоју атмосфере 58
3.4.7 Инверзије у атмосфери 59

4.1 АТМОСФЕРСКИ ПРИТИСАК

4.1.1 Атмосферски притисак 61
4.1.2 Једначина стања ваздуха 62
4.1.3 Хидростатичка једначина 63
4.1.4 Редукција атмосферског притиска на ниво мора 63
4.1.5 Дневне и годишње промене атмосферског притиска 64
4.1.6 Расподела приземног притиска на Земљиној површин 65

4.2 АДИЈАБАТСКИ ПРОЦЕСИ У АТМОСФЕРИ

4.2.1 Сувоадијабатски процеси 67
4.2.2 Статичка стабилност атмосфере 68
4.2.3 Влажноадијабатски процеси 71
4.2.4 Фен 72

ДЕО III
ВОДЕНА ПАРА У АТМОСФЕРИ

5.1 ВОДЕНА ПАРА У АТМОСФЕРИ

5.1.1 Елементи влажности ваздуха 76
5.1.2 Дневни и годишњи ход притиска водене паре и релативне влажности ваздуха 78
5.1.3 Утицај биљног покривача и градских услова на притисак водене паре и релативне влажности ваздуха 79
80
5.1.4 Географска расподела влажности ваздуха 80
5.1.5 Испаравање 80
5.1.6 Основне напомене о испаравању са водене површине 81

5.1.7 Испаравање у природним условима 82
5.1.8 Дневни и годишњи ходови испаравања 85
5.1.9 Методе за израчунавање испаравања 85

5.2 КОНДЕНЗАЦИЈА И СУБЛИМАЦИЈА ВОДЕНЕ ПАРЕ У АТМОСФЕРИ
5.2.1 Механизми кондензације и депозиције водене паре у атмосфери 87
5.2.2 Кондензација и сублимација путем хлађења ваздуха 88
5.2.3 Кондензација водене паре на Земљиној површини, вегетацији и надземним предметима 89
5.2.4 Магле 91
5.2.5 Облаци и њихова физичка структура 93
5.2.6 Морфологија облака 94
5.2.7 Методе вештачког растурања облака 99

5.3 ПАДАВИНЕ ИЗ ОБЛАКА
5.3.1 Класификација падавина 101
5.3.2 Процеси укрупњавања облачних елемената 102
5.3.3 Образовање кише и снега 103
5.3.4 Образовање крупе и града 104
5.3.5 Дневни ход падавина. Расподела падавина на површини Земље 105
5.3.6 Вештачко изазивање и спречавање падавина 107
5.3.7 Снежни покривач 108

ДЕО IV
ВАЗДУШНА СТРУЈАЊА И ВАЗДУШНЕ МАСЕ

6.1 ВАЗДУШНА СТРУЈАЊА
6.1.1 Ветар 112
6.1.2 Настанак ваздушних струјања 113
6.1.3 Силе које узрокују струјање ваздуха 115
6.1.4 Силе настале при кретању ваздуха 115
6.1.5 Турбуленција у атмосфери 118
6.1.6 Локални ветрови у виду термичке циркулације 119
6.1.7 Локални ветрови условљени рељефом 121
6.1.8 Слаповити ветрови 122
6.1.9 Општа циркулација атмосфере 123

6.2 ВАЗДУШНЕ МАСЕ 127
6.2.1 Подела ваздушних маса 128
6.2.2 Образовање и врсте фронтова 128
6.2.3 Врсте фронтова 132

133
134
135
136

6.2.4 Циклони
6.2.5 Антициклони
6.2.6 Прогноза времена – синоптичка и нумеричка
6.2.7 Примена нумеричке прогнозе времена у пољопривреди

ДЕО V
ЕЛЕМЕНТИ КЛИМАТОЛОГИЈЕ И АГРОМЕТЕОРОЛОГИЈЕ

7.1 ОПШТИ ПОЈМОВИ О КЛИМИ
7.1.1 Подела климе 139
7.1.2 Климатски елементи и климатски чиниоци 140
7.1.3 Климатски модификатори 141
7.1.4 Утицај Земљине ротације на климу 142
7.1.5 Утицај копна и мора на климу 143
7.1.6 Утицај планина на климу 147
7.1.7 Утицај језера на климу 151
7.1.8 Утицај природних покривача на климу 152
7.1.9 Климатске промене и узроци њиховог настанка 156
7.1.10 Пројекције климе у будућности 158
7.1.11 Утицај времена, климе и климатских промена на пораст и развиће биљака 160

7.2 КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМЕ
7.2.1 Уводне напомене о класификацији климе 167
7.2.2 Класификација климе по Кепену 168
7.2.3 Климатски индекси 170

8.1 ЕЛЕМЕНТИ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЈЕ
8.1.1 Град и методе борбе против њега 173
8.1.2 Методе борбе против мразева 175
8.1.3 Заштита од суше 179
8.1.4 Ветрозаштитни шумски појасеви 183

Регистар појмова *186*

Коришћена и наведена литература *195*

ДЕО I

УВОД . ОСНОВНЕ НАПОМЕНЕ О АТМОСФЕРИ

1.1 УВОД

Метеорологија представља релативно младу научну дисциплину која с развојем разних технологија (рачунарска, сателитска, интернет и др.) и повећаним бројем корисника њених резултата, све више добија на значају. Ово ава је посвећена дефиницији предмета метеорологије и њеној подели уз назнаку наука и практичних области људске делатности у којима су резултати који се добијају од метеорологије веома важни. У њој ће такође бити дефинисани време и клима као и начин функционисања осматрачког система чији су продукти од непроцењиве важности за метеоролошку науку и праксу. На крају, као незаобилазно при писању оваквих уџбеника, у виду скице, дат је кратак опис хода метеоролошке историје који укључује и српску историју.

1.1.1 Кратак опис метеорологије

Атмосферске науке обједињују већи број научних дисциплина које се међусобно преклапају а баве се описом и проучавањем феномена у атмосфери Земље али и код других планета. Традиционално, атмосферске науке су подељене у две дисциплине: *метеорологију* [од грчке речи метеорос (μετέωρος) која значи узвишен и логос (λόγος), која значи разговор] и *климатологију* која се бави статистичким особинама атмосфере за дужи временски период које чине климу (на пример, средње вредности и опсег променљивости разних мерљивих физичких величина, као што су температура, фреквенције различитих појава итд., у зависности од географског положаја, сезоне и дана).

Метеорологија је, пак, традиционално подељена у три субдисциплине: физичку, синоптичку и динамичку метеорологију. *Физичка метеорологија* се бави: структуром и саставом атмосфере, атмосферским зрачењем, физичким процесима везаним за образовање облака и падавина, атмосферским електрицитетом као и широким спектром многих других проблема који су веома тесно повезани са физиком и хемијом. *Синоптичка метеорологија* се бави описом, анализом и прогнозом атмосферских кретања великих размера. Њени корени потичу од нагомиланог емпиријског искуства које је пред крај деветнаестог века прерасло у сталну анализу и прогнозу времена. Овај скок је било могуће извести и због образовања прве мреже станица која је омогућила истовремено осматрање времена за велику област. *Динамичка метеорологија* се, такође, бави проучавањем атмосферских кретања и њиховом еволуцијом током времена. За разлику од синоптичке метеорологије она користи аналитичке поступке и апроксимације који се ослањају на динамику флуида. Међутим, како се у анализи и прогнози времена све више користе методи високог степена софистикованости, разлика између динамичке и синоптичке метеорологије полако постаје део у историје.

Климатологија се такође може поделити у више субдисциплина. Можда најсуштинскија подела је на: а) *физичку климатологију* која се бави процесима који условљавају климу; б) *климатографију* која се бави формулисањем и приказивањем климатолошке статистике на глобалном, регионалном и микропросторном размеру и в) *примењену климатологију* која се бави применом климатолошке статистике у решавању

практичних проблема. Сасвим је јасно да је клима свих просторних размера условљена метеоролошким процесима. Сходно томе и разлике између физичке климатологије и метеорологије су пре одраз њиховог независног историјског развитка него неке суштинскије поделе.

Метеоролози се баве решавањем и низа практичних проблема. Њихово решавање у многоме је олакшано и чињеницом да је развој рачунарске технике достигао колико до јуче незамисливе размере. Ако се томе придода и чињеница да су се развиле и технике мерења на даљину онда је сасвим јасно колико је порастао број квантитативних информација које су првенствено корисне у анализи и прогнози времена. Наравно да се метеоролози баве и разним другим практичним активностима. Већ мали мисаони напор нас упућује на проблеме за чије решавање је потребна консултација са метеоролозима. Наведимо само неке од њих: проблем загађености ваздуха, прогнозе везане за послове у шумарству, разне врсте експертиза у саобраћају, грађевинарству и индустрији, пројекције везана за промену климе итд.

У набрајању практичних проблема у чијим решавањима учествују метеоролози је и пољопривреда. Широка је лепеза пољопривредних области где метеорологија има значајну ″тежину". Међутим, утисак је да је у сегменту који се бави биљном производњом њено присуство можда и најнеопходније. На пример, у анализи односа усев-време она се веома много користи посебно у последњих двадесет година. Из тог сложеног односа издвајају се четири, могло би се рећи главна, питања Монтитх (Monteith, 1975). Наведимо их. 1) Коју количину воде усев губи у простору који га окружује; како тај износ зависи од ваздуха, земљишта и биљних фактора и како је могуће тај износ учинити што мањим? 2) Који износ угљен-диоксида усев апсорбује у простору који га окружује и како тај износ учинити што већим? 3) Шта одређује температурни режим и режиме влажности и ветра код усева и који део ових фактора има улогу у порасту и развоју биљке одвојено од његових ефеката у транспирацији и фотосинтези? 4) Како микроклима појединих листова (за разлику од микроклиме биљног склопа у целини) одређује појаву биљних болести и активност штеточина?

Сва ова питања су подједнако атрактивна како за пољопривреднике тако и за метеорологе и екологе. Несумњиво да свако од њих има свој приступ овим проблемима дајући потребну предност биолошкој или физичко-хемијској страни процеса али никако само једној. Истакнимо да се практична и теоријска метеоролошка разматрања везана за проблеме примерене пољопривредној науци и пракси уврштавају у једну субдисциплину метеорологије - *агрометеорологију*.

На крају није на одмет рећи и следеће. У метеорологији не недостају ни фундаменталнији, па ни сасвим фундаментални проблеми, посебно када је у питању турбуленција. Можда је ситуацију по том питању, језгровито, и не без енглеске и научне скептичности, дефинисао чувени физичар лорд Келвин (Kelvin). Наводно, он је рекао да су га целог живота прогањајуће опседала два питања. Једно је питање опште теорије поља, а друго - питање природе турбуленције. За прво, како је рекао, очекује да ће му, када умре, Бог казати о чему се ради. За друго, није баш велики оптимиста.

1.1.2 Метеоролошки елементи. Појам о времену и клими

У атмосфери се стално одигравају разни физички процеси којима се њено стање непрекидно мења. Основу за тумачење тих процеса у атмосфери чине *метеоролошки елементи*. Под њим се подразумева једна *атмосферска променљива* или *атмосферска појава* која карактерише стање атмосфере на одређеном месту и у одређеном тренутку. Атмосферске променљиве су на пример: температура ваздуха, воде и земљишта, атмосферски притисак, густина и влажност ваздуха, висина и дебљина облака, сунчево

зрачење, падавине, ветар, испаравање и др. Читалац свакако уочава да је за потпуно познавање атмосферске променљиве довољно да се зна њена бројна вредност ако је она скалар или још и правац и смер ако је она вектор као нпр. за брзину ветра. За разлику од атмосферске променљиве, атмосферску појаву (мраз, магла, пешчане буре, поларна светлост и др.) није могуће тако једноставно квантификовати будући да је за њено ближе одређивање потребно познавати и више атмосферских променљивих. До вредности метеоролошких елемената долази се путем *метеоролошког осматрања*. Под њим се подразумева мерење и процена једног или више метеоролошких елемената. Вредности метеоролошких елемената се релативно великом брзином мењају у простору и времену чиме мењају и стање атмосфере. Та непрекидна промена стања атмосфере на мањем или већем простору представља *време*. Дакле време се везује за тренутно стање атмосфере.

С појмом времена тесно је повезан и појам *климе*. Под климом се подразумева неко средње физичко стање атмосфере изнад неке мање или веће области за дужи низ година. Она је, гледано у краћем временском интервалу, непроменљива и представља важну физичко-географску карактеристику области. У новије време почиње да преовлађује мишљење да климу треба третирати као временски зависан проблем због све присутније чињенице да се она континуално мења.

Несумњиво, време и клима имају огроман утицај на биљни и животињски свет као и животну средину где се одвија људска делатност. Колики је степен тог утицаја у питању најбоље говори и чињеница да су се људски род и прве цивилизације појавиле управо у областима са повољном климом.

1.1.3 Организација метеоролошких осматрања

У свету постоји свакодневна потреба за метеоролошким подацима који се користе за поједине облике метеоролошких осматрања и оперативне праксе. Ти подаци се обезбеђују преко мреже осматрачких станица, при чему дефиниција мреже осматрачких станица произилази из наведених потреба и анализе просторних и временских размера атмосферских процеса који се истражују. О овоме бригу води Светска метеоролошка организација (СМО = WMO), специјализована организација Уједињених нација, преко система Светског метеоролошког бдења (СМБ). Овај систем се састоји од три подсистема. То су: Глобални осматрачки систем (ГОС), Глобални телекомуникациони систем (ГТС) и Глобални систем за обраду података (ГСОП).

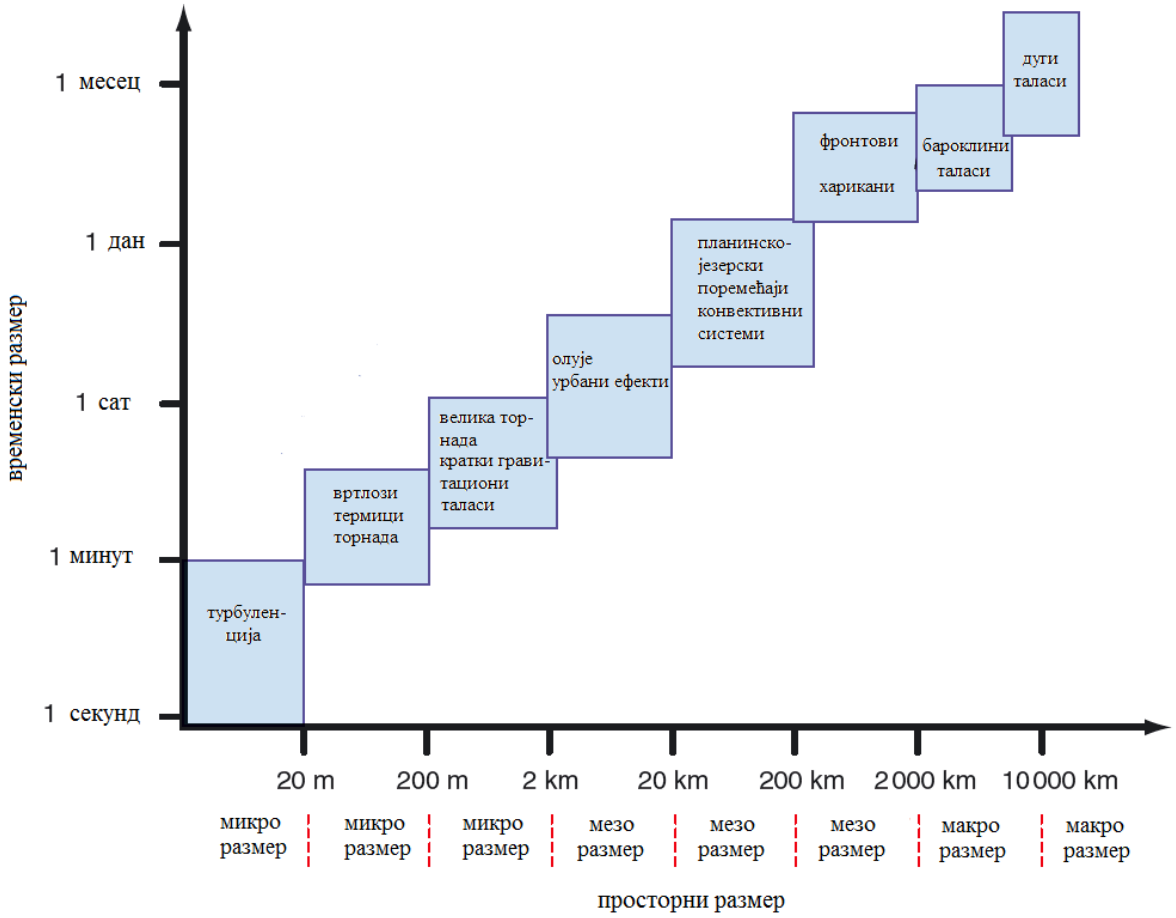
врста	размере	феномен
мале	мање од 100 km	грмљавине, локални ветрови, торнада
мезо	100-1000 km	фронтови и облачни системи
велике	1000-5000 km	депресије и антициклони
планетарне	веће од 5000 km	дуги таласи у тропосфери

Табела 1.1 Класификација размера метеоролошких феномена.

Захтеви за осмотреним подацима проистичу из временских и просторних размера атмосферских процеса и појава које се истражују. Класификација метеоролошких феномена и схематска илустрација просторних и временских размера система кретања у атмосфери приказани су у табели 1.1 и на слици 1.1. Ти захтеви за осмотреним подацима класификују се као: а) *глобални захтеви*, који се односе на осматрања потребна за општи опис метеоролошких појава и процеса планетарних и великих размера; б) *регионални захтеви*, који се односе на осматрања потребна за детаљнија описивања атмосферских

процеса и појава планетарних и великих размера, као и за опис појава и процеса мањих размера и в) *национални захтеви*, које одређује свака земља у складу са својим потребама.

У сагласности са три врсте захтева за осмотреним подацима постоје и три врсте осматрачких станица: глобалне, регионалне и националне *мреже*. Распоред станица и честина осматрања су прилагођене физичким размерама описиваних метеоролошких феномена.



Слика 1.1 Схематски приказ просторних и временских размера кретања у атмосфери.

Глобална мрежа се успоставља за задовољење глобалних захтева и утврђује се од стране Комисије СМО за основне системе. Програм осматрања у овој мрежи треба да осигура метеоролошке податке такве тачности и просторног и временског разлагања, који ће омогућити описивање просторних и временских промена метеоролошких феномена и процеса великих и планетарних размера. *Регионалне мреже* се успостављају у складу са регионалним захтевима и њихов састав одређују регионална удружења. Хоризонтално разлагање код ових мрежа утврђено је Стручним правилником СМО. *Националне мреже* се успостављају, првенствено, за задовољење сопствених интереса. Међутим, при изградњи ове врсте мреже мора да се води рачуна о захтевима за употпуњавање глобалне и регионалне мреже.

Осматрачке мреже за процесе глобалних и регионалних размера утврђују одговарајући органи СМО, односно Конгрес или регионална удружења. Међутим, организација, програм рада, техничка опремљеност и кадровска оспособљеност националних осматрачких мрежа су у искључивој надлежности државе - чланице СМО. За изградњу, одржавање и развој дела ГОС-а на територији појединих држава одговорна је само држава. Програм изградње ГОС-а (изградња нових, побољшање постојећих компонената) утврђује се Планом Светског метеоролошког бдења који се, за четворогодишње интервале, утврђује и доноси на Конгресу СМО. Законски носилац

организације метеоролошких осматрања у нашој земљи је Републички хидрометеоролошки завод Србије (РХМЗ). За детаљније информације о организацији мерења у нашој националној мрежи читалац се упућује на мноштво расположивих стручних књига у којима је она детаљно описана.

1.1.4 Минијатуре из историје метеорологије

Записи о различитим атмосферским појавама стари су колико и писана реч. У записима дати су више или мање детаљни описи појава како их је видео записивач. У њима се могу наћи и описи неповољних метеоролошких појава, елементарних непогода и људима „необичних и необјашњивих“ појава као што су: јаке и дуге зиме, циче-зиме, град, поплаве, суше, јаки мразеви, оптичке појаве у атмосфери итд. У доба великих географских открића (XV и XVI век) број записа је повећан описима климе новооткривених крајева. Овакви записи, и поред њиховог невеликог степена егзактности, данас су драгоцени не само метеоролозима већ и антрополозима, историчарима као и научницима других вокација који покушавају да појасне ход човечанства у прошлости.

Аристотелови списи садрже подоста метеоролошких записа који садрже обиље прецизних описа. После античког доба дуго се остало на записима све до настанка научне револуције тј. њене ране фазе познате као научна ренесанса у 15. и 16. веку у којој је фокус био на рестаурацији знања из антике, али можда још прецизније до почетка 17. века, када су научници прешли са опорављања на нове продоре у науци. То је доба када су нарасле потребе човечанства које почињу да бивају праћене и бурним развојем пре свега математике, механике, механике флуида и калорике. Тада и метеорологија почиње да се конституише као наука. Јављају се и први метеоролошки инструменти. Конструисан је барометар по принципу Торичелијеве цеви (Torricelli). Галилеј (Galilei) је употребио ширење ваздуха за одређивање температурних промена 1592. године, а 1611. је конструисао први термометар са течношћу када је користио вински шпиритус, да би жива први пут била употребљена 1659. Потом су конструисани кишомер и ветроказ који су омогућили систематско инструментално мерење: температуре, атмосферског притиска, падавина и правца ветра. До почетка XVIII века у неким европским државама били су организовани експерименти са истовременим осматрањем метеоролошких елемената на већем простору тј. у мрежи станица.

Средином XVIII века је конструисан анемометар, инструмент за мерење брзине ветра. У том периоду су јасно истакнути захтеви за: континуираним записивањем измерених вредности метеоролошких елемената (инструменти регистратори), организовањем мерења у мрежи станица и прогнозом времена. На пример, у Русији су принципи метеоролошких осматрања били установљени за време Петра I. У обавези обзнањеној 1725. године Академија наука је добила задатак да ″свуда организује метеоролошка осматрања".

После ових да кажемо почетака, прошао је скоро век док нису утемељени метеоролошки институти и опсерваторије и мреже станица. У Русији је, на пример, 1849. године основана Главна физичка опсерваторија, прва институција такве врсте у свету. До краја века и у другим земљама су успостављене мреже метеоролошких станица као и многи институти и опсерваторије. Велики подстрек развоју метеорологије у XIX веку пружило је и уочљив развој физике који се огледао кроз нових области које су обухватале зрачење, термодинамику и механику флуида, што помогло да се објасне многи атмосферски феномени. То је време када се утемељује физика атмосфере уз појаву динамичке и синоптичке метеорологије.

XX век је период силовитог развоја метеорологије а који је био условљен снажним развојем физике и општим техничким прогресом. У систем осматрања се укључују и

радиосондажна мерења метеоролошких елемената тј. аутоматска мерења на одређеним висинама у атмосфери. Ова мерења се допуњују и аеролошким мерењима која се односе на мерења у горњим деловима атмосфере.

Првих двадесет година XX века заснована је под руководством норвешког научника Бјеркенса (Bjerknes) тзв. ″норвешка школа", која је заслужна за објашњења везана за динамику ваздушних маса и образовање атмосферских фронтова. Овај научник је и утемељивач основа ″нумеричке прогнозе времена" тј. прогнозе путем решавања једначина динамике атмосфере. Прву такву прогнозу дао је 1922. године Шкотланђанин Ричардсон (Richardson). Мада резултат, који је добио, није био сасвим тачан то не умањује величину његовог пионирског рада. Касније се кроз деценије тај поступак усавршавао, уз коришћење све моћнијих рачунара, поставши један потпуно рутински поступак у новије време.

Метеорологија се у садашњем тренутку бави решавањем и низа практичних проблема. Њихово решавање осетно је олакшано и чињеницом да је развој рачунарске технике достигао неслућене размере. Ако се томе дода и развој сателитске технологије онда је јасно с коликим бројем информација се располаже у доношењу одлука при проучавању феномена у атмосфери. Коначно, висок ниво технологија треба да омогући да метеоролози реше многе нагомилане проблеме везане за глобално загревање и климатске промене.

На овом месту минијатуре ћемо допунити и кратком причом о развоју метеорологије у Србији. Може да се сматра да је виђени статистичар и климатолог Владимир Јакшић (1824-1899) пионир развоја метеорологије на овим просторима. Он је, вративши се са школовања у Аустрији 1847. године, први у нас започео са редовним свакодневним метеоролошким мерењима и осматрањима. Посебно су задивљујући његови резултати у успостављању мреже метеоролошких станица у Србији али и његово схватање значаја коришћења метеоролошких података. Он је размишљао у правцу да ″од умерености или крајности температурне сразмерности зависи и совершни или погружени степен духовног или моралног изображенија обитатеља, њино веће или мање благостање као и политичко надвесије или почињеност".

Јакшић је започео са својим мерењима 1. јануара 1848. године мерећи најпре температуру ваздуха, помоћу ″сторазделног топлотописа", и ″метеорну воду". ″Топлотописом" Јакшић је мерио ″кроз двадесет и четири часа полученij најнижij" и ″за исто време највишij степен температуре". Он установљава и основе црте климе Србије. На пример, највећа ″препека" коју је он регистровао (41,0 ^{o}C) је сасвим мало превазиђена током 130 година каснијих мерења, а и за ″цичу" od -20,4 ^{o}C се слично може рећи.

Настављач дела В. Јакшића био је Милан Недељковић (1857-1950) први српски астроном, школовани метеоролог, математичар, физичар, сеизмолог и професор Београдског универзитета. Оснивач метеоролошке и астрономске опсерваторије и мреже метеоролошких станица у Србији. На школовању на Сорбони у Паризу, стекао је шест диплома: математичких наука, физике, астрономије, метеорологије и прецизне механике; оспособио се за практичну примену знања из метеорологије, астрономије и примењене физике и овладао сеизмолошким, геодетским и мерењима геомагнетизма. Колектив Велике школе закључио је да је Недељковић стекао више знања, него што је потребно за професора астрономије и метеорологије и препоручио га „за подизање београдске опсерваторије и метеоролошких стација у Србији. Те установе потребне су нашој катедри, али и нашој науци и домовини, зарад њеног развијања и угледа међу културним народима." Његов највећи допринос се састојао у томе да је својим умним напорима омогућио својој земљи да у развоју метеорологије држи корак са развијеним европским државама тог доба. Он је проширио метеоролошку мрежу Србије на преко 200 станица, основао Метеоролошку опсерваторију у Београду, у њој завео низ специјалних мерења и сачинио је прве дневне временске прогнозе и успоставио међународну размену метеоролошких података. М. Недељковић је за собом оставио и дуг низ других импресивних дела у виду чланака, метеоролошких преписа, низа рукописа и превода

универзитетских уџбеника и многобројних успешно завршених акција са далекосежним позитивним дејством за развој како метеорологије тако и астрономије код нас.

Почетком овог века на сцену ступа Милутин Миланковић (1879-1958) студент Велике техничке школе у Бечу, онда успешни грађевински инжењер а потом професор Филозофског факултета у Београду и руководилац Катедре примењене математике. Научник и интелектуалац *par exellance* оставио је светски траг у науци. Током свог научног века највише се бавио математичком анализом астрономских фактора климе. Његов опус и физички евидентан у виду више књига је и данас незаобилазно штиво за многе метеорологе.

Један од значајних доприноса развоју метеорологије у нас дао је и Павле Вујевић (1881-1966) који је, сопственим приступом, наставио дело Јакшића и Недељковића на преданом опису времена и климе нашег доба и у нашим крајевима. Он је дао објашњење важних појава тока температуре и транспорта топлоте у најнижим слојевима атмосфере и горњим слојевима тла. Ови радови су били запажени и често цитирани у светској метеоролошкој литератури. Такође, проучавао је разлике између континенталне и маритимне климе и бавио се низом других питања климе нашег поднебља. Можда и није претенциозно ако се каже да данас наша метеоролошка наука и пракса захваљујући њима а и развоју, који је уследио, и резултатима заузимају место које се поштује у свету егзактних наука.

2.1 САСТАВ АТМОСФЕРЕ

Атмосфера је Земљин гасовити омотач који с њом размењује топлоту и влагу и представља средину кроз коју до Земље допире Сунчево зрачење, које је један од основних покретача атмосферских збивања. У овој глави прво ћемо се позабавити питањем порекла атмосфере а потом њеном грађом и вертикалном расподелом температуре. Нешто више пажње биће посвећено њеном саставу уз стављање акцента на неке хемијске и фотохемијске реакције које су важне не само за процесе у атмосфери већ и за живи свет на Земљи. Крај је резервисан за опис вертикалне расподеле притиска и густине ваздуха.

2.1.1 Порекло атмосфере

Атмосфера је гасовити омотач око Земље. Њена маса износи око $5{,}157 \cdot 10^{15}$ t што представља око милион пута мању масу од масе Земље која износи око $5{,}98 \cdot 10^{21}$ t. Она ротира заједно са Земљом око њене осе и истовремено врши револуцију око Сунца. Земља је по форми елипсоид са екваторском полуосом од 6378,2 km док њена поларна оса износи 6356,9 km. Њена површина на нивоу мора износі 510 075 800 km^2 док период њене ротације око сопствене осе износи 23 h 56 min 4,1 s.

Претпоставља се да је атмосфера какву данас можемо да осмотримо вероватно настала као резултат ерупција активних супстанција из унутрашњости заједно са вулканским активностима.

По грубом рачуну садашња атмосфера је највећим делом састављена од азота и кисеоника при чему је запремински удео азота 78% а кисеоника 21% (табела 2.1), док је, у поређењу са овим саставом, емисија гасова из вулкана смеша која у грубом рачуну има 85% водене паре, 10% угљен - диоксида и неколико процената сумпора и његових једињења (сумпор - диоксид и сумпор - водоник) уз одсуство кисеоника.

Према наведеној претпоставци, најраније вулканске активности на површини Земље су, избацивањем велике количине водене паре у атмосферу, омогућиле образовање облака и кише као и образовање воде на њеној површини. Појављивање течне воде на Земљиној површини је омогућило опстанак простих облика живота који је својим активностима у атмосферу емитовало преостале гасове и начинило атмосферу онакву каквом је данас познајемо. Гледајући према проценту од укупне масе хидросфере, њен данашњи "попис" изгледа овако: 1) океани (97%), 2) лед (2,4%), 3) подземне воде (0,6%), 4) реке, језера и др. (0,02%) и 5) атмосфера (0,001%). Уколико се упореде количине водене паре избачене вулканским ерупцијама током просечног времена од како је образована Земља, сматрајући да је интензитет ерупције остао исти, долази се занимљиве чињенице а то је да је маса садашње хидросфере за два реда величине мања од масе коју би требало да поседује. Једно од објашњења произилази из теорије по којој вода океана понире на спојевима тектонских плоча, док друга, пак, теорија губитак воде објашњава њеном фотодисоцијацијом путем ултраљубичастог зрачења.

састојак и хемијски симбол	молекуларна тежина	запремински удео	удео по маси
азот (N_2)	28,016	0,7808	(75,51%)
кисеоник (O_2)	32,00	0,2095	(23,14%)
аргон (Ar)	39,94	0,0093	(1,28%)
водена пара (H_2O)	18,02	0-0,04	
угљен - диоксид (CO_2)	44,01	325 делова на милион	
неон (Ne)	20,18	18 делова на милион	
хелијум (He)	4,00	5 делова на милион	
криптон (Kr)	83,70	1 део на милион	
водоник (H)	2,02	0,5 делова на милион	
озон (O_3)	48,00	0-12 делова на милион	

Табела 2.1 Састав Земљине атмосфере испод 100 km према Ламбу (Lamb, 1972).

2.1.2 Грађа атмосфере

Мерења температуре на различитим висинама указују на чињеницу да до првих око 10 km висине, температура ваздуха опада са висином у просеку за 7 ^oC на сваки километар. Ова промена значајно варира од места до места али никада не прелази 10 ^oC km^{-1} изузев у непосредној близини површине земљишта када може да има и знатно већу вредност. Овај слој атмосфере се назива *тропосфера*. Његова дебљина варира и креће се од 8 km изнад полова до 16-18 km изнад екватора. Дебљина тропосфере у умереним географским ширинама се креће од 9 km зими до 11 km током лета. Опадање температуре са висином у тропосфери омогућава, а често и поспешује, вертикална кретања ваздуха а самим тим и настанак облака и падавина. У тропосфери се налази око 75 % масе читаве атмосфере и око 80 % масе воде садржане у атмосфери. На крају рецимо да се у тропосфери одвијају готово сви метеоролошки процеси који су значајни са становиша пољопривреде.

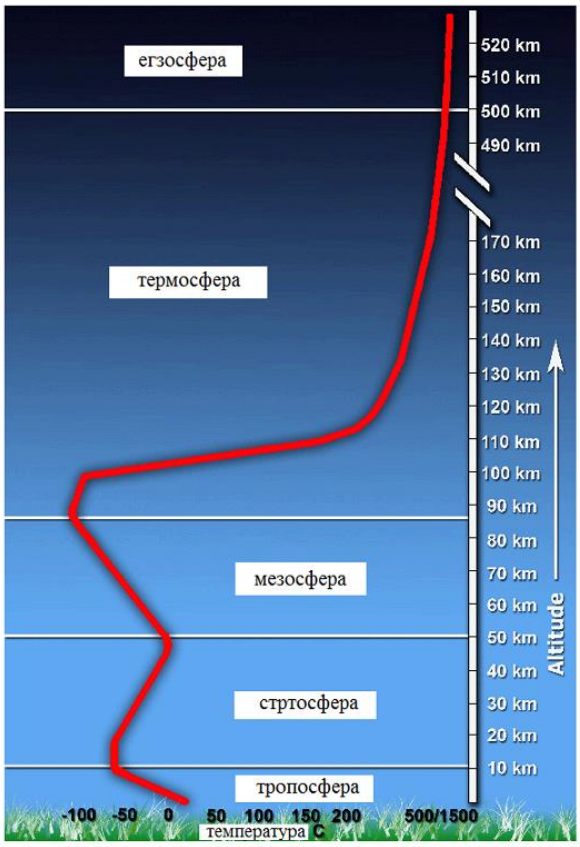
Изнад тропосфере температура ваздуха расте са порастом надморске висине све до висине од око 50 km. Овај слој атмосфере, окарактерисан порастом температуре се назива с*тратосфера*. Оваква промена температуре са висином је последица чињенице да се ваздух на тим висинама загрева углавном због апсорпције Сунчевог зрачења док је утицај Земљине површине занемарљиво мали. Пораст темпераурe са висином у стратосфери спречава вертикална кретања тако да су у овом слоју присутна само хоризонтална кретања ваздуха. Непостојање вертикалних кретања као и чињеница да у стратосфери готово да нема водене паре има за последицу да се у овом слоју атмосфере не могу формирати облаци. Озонски омотач који чини основну заштиту живог света од Сунчевог ултраљубичастог зрачења се налази у стратосфери. Значајна концентрација озона се може уочити висином читаве стратосфере али је његова концентрација највећа на висинама од 22 до 24 km.

На прелазу између тропосфере и стратосфере температура се не мења са порастом висине. Овај слој има дебљину 1-3 km и назива се тропопауза.

Вертикална расподела температуре за тзв. ″стандардну атмосферу", о којој ће бити више речи у наредном поглављу, приказана је на слици 2.1. Овај профил је карактеристичан за услове на средњим географским ширинама. Као што је већ назначено на слици, вертикални профил може да се подели на четири слоја: *тропосферу, стратосферу*, *мезосферу* и *термосферу*. На врх сваког од ових слојева наслањају се слојеви: *тропопауза, стратопауза* и *термопауза*, редом.

Мезосфера (у значењу: средња сфера) се поклапа са доњим слојем јоносфере и доњим слојевима области у којима понекад може да се појави и поларна светлост. Слично као и у тропосфери у овом слоју атмосфере температура опада са висином а и вертикална

кретања нису ограничена. Током лета она могу да произведу танак облачни слој у горњем слоју мезосфере изнад поларних области.



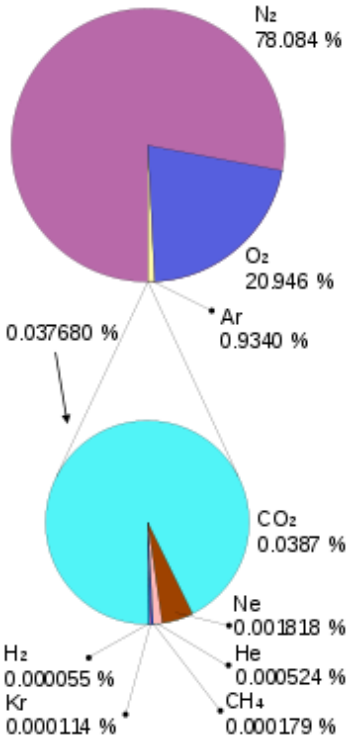
Слика 2.1 Вертикална расподела температуре ваздуха за стандардну атмосферу.

Термосфера се простире до висине од неколико стотина километара где се температуре крећу у опсегу од 500 ^{o}C до 2000 ^{o}C у зависности од активности Сунца. Овај слој се завршава са термопаузом коју у већем или мањем степену карактерише константна температура (*изотермија*). Већ изнад висине од 500 km молекуларни судари су тако ретки да је доста тешко и дефинисати температуру. На овим нивоима неутралне и наелектрисане честице се крећу мање или више независно тако да нема основа да и њихове температуре буду исте.

2.1.3 Састав атмосфере

Састав атмосфере је одређен присуством четири компоненте у ваздуху: ***главни гасови; мало присутни гасови; незасићени молекули и аеросоли***. Најзначајнију компоненту атмосферског ваздуха чине тзв. *главни гасови*. У њих се убраја азот (N_2) чији запремински удео износи 78.08 %, кисеоник (O_2) са запреминским уделом 20.95 % и аргон (Ar) са запреминским уделом од 0.93 %. Ови гасови су постојани и преовлађују до висине од 100 km. Њима може да се придружи и водена пара чији се садржај у ваздуху осетно мења у времену и простору. Осталих гасова има у знатно мањим количинама те се називају *мало присутни гасови*. Они су хемијски стабилни али су присутни у малим износима. То су: угљен-диоксид (CO_2), угљен-моноксид (CO), метан (CH_4) и др. Овој групи гасова може да се придружи и озон (O_3) тропосфере и ниже стратосфере, који је такође стабилан. Инвентар свих стабилних гасова је приказан на слици 2.2. Са ове слике се очигледно види да уколико би смо уствpдили да се атмосфера састоји само од кисеоника и азота не бисмо направили

велику грешку. Међутим, увек треба имати на уму да је систем Сунце-атмосфера-земљина површина у ствари фино подешен систем у којем и мале промене концентрације компонената са занемарљивим запреминским уделом могу изазвати велике промене у понашању целокупног система. Као илустрацију наведимо утицај угљен-диоксида на климу планете. Наиме, запремински удео овог гаса износи свега 386 милионитих делова али ипак промена у његовој концентрацији од свега неколико десетина процената је виђена као основни покретач климатских промена којима смо сведоци.



Слика 2.2 Запремински удео појединих гасова у атмосферском ваздуху.

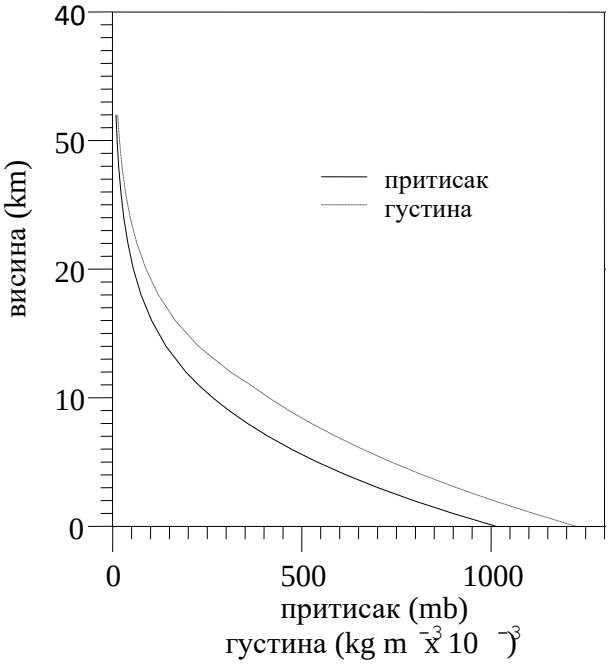
Поред хемијски стабилних гасова у атмосферском ваздуху се налазе и *незасићени и нестабилни молекули* који су у хемији познати као "слободни радикали". Ове малобројне али хемијски веома активне групе које се веома брзо образују али и распадају, често реагују са горе поменутим гасовима при чему се образују CH_3OOH, CH_2O, NO, HO_2, OH и др.

Осим гасова у атмосфери су присутне и честице у течном и чврстом стању. Прве образују облаке и магле док се у друге убрајају честице дима и прашине. Заједно ове честице, које могу да лебде или споро падају, називамо *аеросолима*. По свом пореклу они могу да буду природни и антропогени. Природни аеросоли у атмосфери могу да се појаве као: 1) космичка прашина, 2) вулканска прашина, 3) честице дима и 4) честице прашине. Антропогени аеросоли доспевају у атмосферу из: индустријских постројења, урбаних средина и авиона. Углавном су то продукти непотпуно сагорелих честица угљеника и разних угљоводоника димензија од око 0,07 μm. Ове честице су веома лаке и ношене ветром могу веома лако да оду далеко од извора. Заједно са овим честицама у атмосферу доспевају и сумпорна киселина и цинк-оксид (0,03 - 0,3 μm). Сви аеросоли, чврсти или течни, имају значајну улогу у процесу кондензовања водене паре у атмосфери као *језгра кондензације*.

2.1.4 Вертикална расподела притиска и густине ваздуха

Услед дејства силе Земљине теже, атмосфера врши притисак на Земљину површину. Тај притисак се дефинише као притисак који потиче од тежине атмосферског стуба по

јединици површине. Неки средњи атмосферски притисак би могао да буде доста близу вредности од $M_A g_0/4\pi R_E^2$, где је са M_A означена укупна маса атмосфере ($5{,}16\times10^{18}$ kg); са g_0 је означено средње убрзање силе Земљине теже (9,8 m s^{-2}), док R_E представља средњи полупречник Земље ($6{,}37\times10^6$ m). Заменом ових нумеричких вредности у наведени израз долази се до вредности од 10^5 Па што представља средњи атмосферски притисак.



Слика 2.3 Расподела притиска и густине ваздуха са висином.

Промена густине и притиска је много већа у вертикалном него у хоризонталном правцу. Због тога је у метеорологији уведен појам *стандардне атмосфере* која представља просторно и временски осредњену структуру атмосфере која је функција само висине. До висине од око 100 km, атмосферски притисак и густина се мењају у границама од око 30% у односу на вредности унутар стандардне атмосфере. У стандардној атмосфери притисак и густина с висином опадају по експоненцијалном закону (сл. 2.3) тако да за њих приближно важе следеће две релације

$$p(z) = p(0)e^{-\frac{z}{H}} \tag{2.1}$$

и

$$\rho(z) = \rho(0)e^{-\frac{z}{H}}, \tag{2.2}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: $p(z)$ и $\rho(z)$ - су атмосферски притисак и густина на висини z, док су $p(0)$ и $\rho(0)$ њихове вредности на нивоу мора; H је тзв. *размер висине*. Овај размер има приближну вредност од око 7 km.

На крају, сликовитости ради, истакнимо и следећи податак. Димензије атмосфере, у односу на Земљу, су мале. Она чини један танак слој, али слој у коме је испод 500 mb нивоа (коме у првој апроксимацији одговара висина од 5,5 km) смештена половина масе атмосфере, док је у слоју од 30 km смештено 99% њене масе. Како би смо били још сликовитији, замислимо да Земљу умањимо до размера кошаркашке лопте, тада би 80 % масе атмосфере стало у слој дебљине делића једног милиметра!

ДЕО II

ТОПЛОТНИ ПРОЦЕСИ У АТМОСФЕРИ

3.1 СУНЧЕВО ЗРАЧЕЊЕ

Готово сав транспорт енергије између Земље и васионског простора одиграва се путем зрачења. Земља и њена атмосфера непрекидно апсорбују Сунчево зрачење. С друге стране, Земља и атмосфера непрекидно емитују зрачење у простор. Посматрајући Земљу и атмосферу као целину, у просеку током времена примљено и емитовано зрачење се скоро потпуно компензују, мада на појединим местима и у неким временским интервалима разлике између примљеног и емитованог зрачења могу бити знатне. Ове разлике су од основног значаја за одвијање процеса у атмосфери и океанима. Оне доводе до загревања и хлађења ваздуха и воде, чиме се ствара или одржава потенцијална енергија која се претвара у кинетичку енергију ваздуха и воде. Тако, често се сликовито каже да Сунце својим зрачењем покреће атмосферу Земље, или да је атмосфера једна џиновска топлотна машина која енергију за свој рад добија од Сунца. Отуда, за суштинскије проучавање атмосфере неопходно је познавати фундаменталне законе зрачења и стећи квалитативну представу о томе шта се са зрачењем догађа, просторно и временски, када оно пристигне на Земљу.

Ова глава је посвећена Сунчевом зрачењу тј. његовом извору и транспорту на Земљу као и реаговању атмосфере и Земље на његову апсорпцију.

3.1.1 Основни закони зрачења

Физичари друге половине 19. и почетка 20. века су се интензивно бавили законитостима који управљају зрачењем тела. Ми се у овом уџбенику свакако нећемо бавити детаљном анализом овог, иначе веома узбудљивог, периода развоја физике већ ћемо се задржати на основним законима зрачења чије је познавање неопходно за разумевање метеоролошких појава у којима зрачење игра значајну улогу. На почетку је неопходно да дефинишемо основне величине и појмове који се појављују у овој области.

Електромагнетно зрачење су електромагнетни таласи који се крећу брзином светлости. Електромагнетни таласи су трансверзални таласи код који осцилују вектори електричног и магнетног поља. Брзина светлости у вакуму, а приближно и у ваздуху, износи приближно 3×10^{8} m s^{-1}. Основне карактеристике таласног кретања су брзина таласа, c; таласна дужина, λ; и фреквенција таласа, ν. Између ове три величине постоји веза која важи за све видове таласног кретања, па тако и за електромагнетне таласе:

$$c = \lambda\nu. \tag{3.1}$$

Према Ајнштајну (*Albert Einstein*) електромагнетно зрачење можемо посматрати и као сноп честица које називамо ***фотони***. Енергија сваког фотона је одређена фреквенцијом зрачења и износи:

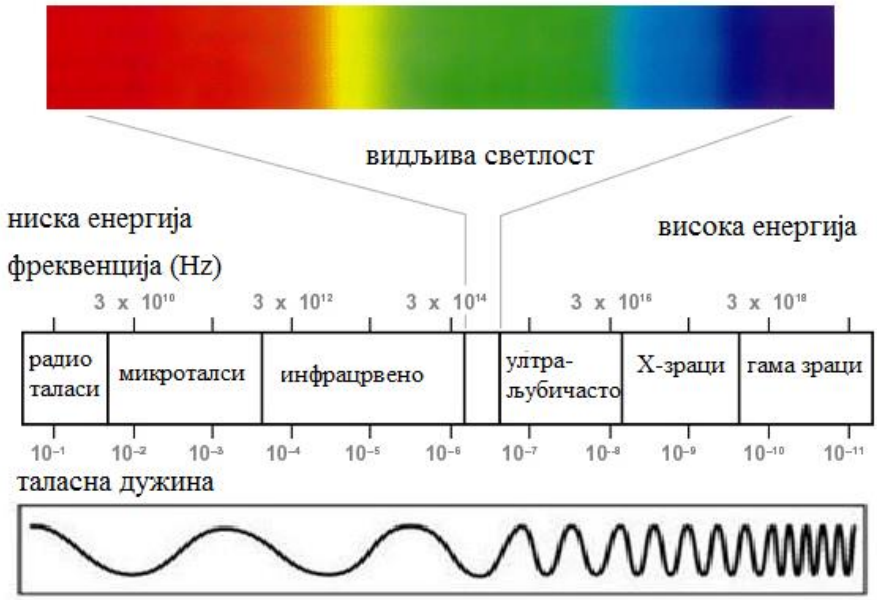
$$E = h\nu. \tag{3.2}$$

где је: h = 6,626·10^{-34} J s - Планкова константа [названа по немачком научнику Макс Планку (*Max Planck*)]. Напоменимо да је Ајнштајн добио Нобелову награду за физику

(1905. год.) управо за овај закључак до којег је дошао објашњавајући фотоелектрични ефекат.

Физичка величина која нам говори о томе колико енергије са собом носи електромагнетно зрачење се назива ***интензитет зрачења*** и у метеорологији се дефинише као енергија која, ношена зрачењем, у јединици времена прође кроз јединичну површину нормално постављену на правац простирања зрачења. На основу ове дефиниције је јасно да је јединица са којом се изражава интензитет зрачења J m^{-2} s^{-1} или W m^{-2}. На врло сличан начин се дефинише и ***интензитет емитованог зрачења*** као енергија коју једнинична површина емитера емитује у једници времена. Јединица за изражавање интензитета емитованог зрачења је иста као и јединица интензитета зрачења.

Тела могу емитовати електромагнетно зрачење на једној, више или чак на свим таласним дужинама. Расподелу интензитета зрачења по таласним дужинама називамо ***спектар зрачења***. То значи да када познајемо спектар зрачења можемо одредити којим интензитетом тело емитује зрачење на појединим таласним дужинама. Целокупан спектар електромагнетног зрачења је приказан на слици 3.1. Као што видимо са те слике унутар спектра се уочавају одређене области таласних дужина за које постоје посебни називи. Те области су: видљива светлост, гама зраци, рентгенски зраци, ултраљубичасто и инфрацрвено зрачење, микро таласи, телевизијски сигнали и радио таласи.



Слика 3.1 Спектар електромагнетног зрачења.

За нас је свакако најинтересантнија област са таласним дужинама од 0,40 до 0,76 μm јер на електромагнетно зрачење тих таласних дужина реагује људско око. Отуда и назив те области - ***видљива област*** електромагнетног спектра или једноставно светлост. Област са таласним дужинама од 0,38 до 0,71μm, која се готово поклапа са облашћу светлости се назива ***фотосинтетски активно зрачење*** и њега биљке користе у процесу фотосинтезе. Подела целокупног спектра електромагнетног зрачења у метеорологији је много једноставнија. Ту се спектар дели само на две области и то: ***краткоталасно зрачење*** са таласним дужинама мањим од 3 μm и ***дуготаласно зрачење*** са таласним дужинама већим од 3 μm. Овако једноставна подела потиче отуда што, како ћемо показати, преко 99,9 % процената Сунчевог зрачења које доспева до Земљине површине има таласне дужине мање од 3 μm. Исто тако преко 99,9 % зрачења које настаје у процесима емисије зрачења на Земљи има таласне дужине веће од 3 μm. Дакле,

краткоталасно зрачење настаје на Сунцу и долази до Земље где учествује у различитим процесима док дуготаласно зрачење настаје на самој Земљи.

Још у 19. веку је уочено да сва тела емитују електромагнетно зрачење и да интензитет емитованог зрачења неког посматраног тела зависи једино од његове температуре. Уколико би смо поредили интензитете емисије зрачења различитих тела, загрејаних на исту температуру, установили бисмо да ***апсолутно црно тело*** емитује највећим интензитетом. Апсолутно црно тело је тело које апсорбује укупно зрачење које падне на њега али је, како видимо, оно нама интересантно стога што емитује највећу количину зрачења која је могућа да се емитује на некој температури. Ова особина апсолутно црног тела је изазвала велико интересовање код научника и узроковала улагања великих напора у проналажењу закона које руководе његовим зрачењем. Прво је експериментално откривен закон који одређује зависност интензитета емитованог зрачења од температуре. То је познати ***Штефан-Болцманов*** закон *(Štefan-Boltzmann).* Према том закону интензитет емитованог зрачења, *B(T),* је пропорционалан четвртом степену апсолутне температуре, односно:

$$B(T) = \sigma T^4 \tag{3.3}$$

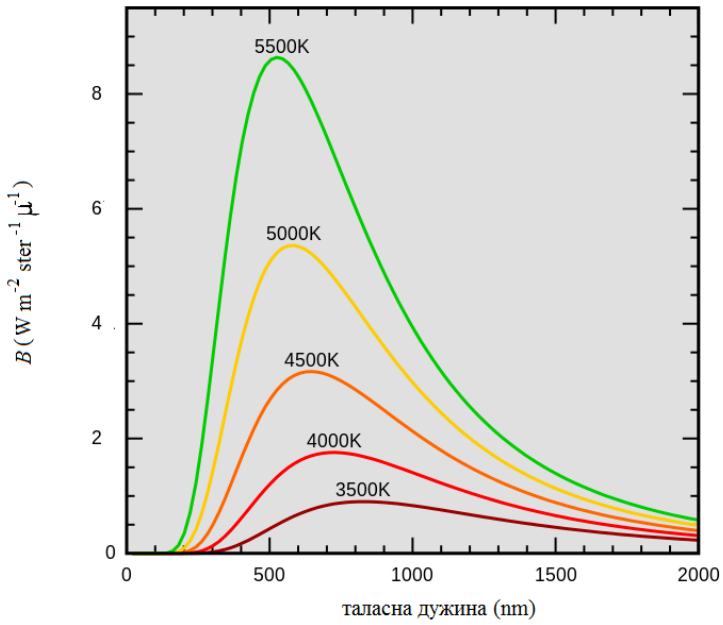
где је: σ - константа пропорционалности која се назива *Штефан-Болцманова константа,* а њена бројна вредност је $5{,}67 \times 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4} док је *T* апсолутна температура тела. Ради илустрације уочимо да уколико тело загрејемо на двоструко већу температуру оно неће емитовати двоструко више енергије већ, напротив, 16 пута више. Површина Сунца има температуру од око 6000 К док су уобичајене температуре Земљине површине нешто мање од 300 К. Из ове разлике у температурама произилази да квадратни метар Сунчеве површине емитује око 160 000 пута више енергије него квадратни метар Земљине површине.

Као што смо већ напоменули, апсолутно црно тело загрејано на неку температуру емитује највећим интензитетом док сва друга тела емитују мањим интензитетом. Интензитет емитованог зрачења сивих тела (тако називамо сва тела осим апсолутно црног) може се да се израчуна преко израза:

$$B(T) = \varepsilon \sigma T^4, \tag{3.4}$$

где је ε такозвана ***емисивност*** површине посматраног тела. Емисивност је број који је мањи од јединице и он показује колико пута дато тело емитује мање зрачења на некој температури него што би емитовало апсолутно црно тело загрејано на исту температуру. Емисивност чврстих тела је по правилу већа од 0,9 а, конкретно, емисивност оранице износи 0,96. То значи да ораница на некој температури емитује свега 4% мање зрачења него што би емитовало апсолутно црно тело на истој температури.

Расподела интензитета емитованог зрачења апсолутно црног тела по таласним дужинама, односно спектар зрачења апсолутно црног тела за неколико различитих температура је приказан на слици 3.2. Може се показати да површина испод појединих спектралних кривих у ствари представља укупну енергију која се израчи са јединице површине у јединици времена. Односно површина испод спектралне криве је у ствари једнака интензитету емитованог зрачења. Са ове слике се јасно уочава да површине испод спектралних кривих, односно интензитети зрачења, нагло расту са порастом температуре, баш као што то предвиђа Штефан-Болцманов закон. Поред тога, са слике се може уочити да за сваку криву постоји таласна дужина, λ_{max}, на којој се зрачење емитује највећим интензитетом. На пример, за спектралну криву која одговара температури од 3500 К та таласна дужина износи око 750 nm док за криву која одговара температури 5500 К она износи између 500 и 600 nm.



Слика 3.2 Зависност интензитета емитованог зрачења апсолутно црног тела од таласне дужине λ за различите температуре.

Лако се уочава правило да се са повећањем температуре таласна дужина на којој се емитује највише зрачења, λ_{max}, помера ка краћим таласним дужинама. Ову законитост је 1893. год. уочио Вин (*Wilhem Wien*) и по њему се назива ***Винов закон померања***. Математичка формула која описује овај закон има облик:

$$\lambda_{max} = \frac{a}{T}, \tag{3.5}$$

где је константа a једнака $2{,}8978 \times 10^{-3}$ Km.

Приметимо да применом последње формуле може да се одреди температура тела, уколико је позната таласна дужина која одговара максимуму зрачења. Управо на овај начин се у астронимији одређују температуре удаљених звезда а у металургији температуре истопљених метала. Важи и обрнуто, тј. могуће је да се одреди таласна дужина при којој је највећа емисија енергије тела на измереној температури тела. Тако, уколико одредимо ову таласну дужину за температуру површине Сунца (око 6000 К) добићемо да она износи 550 nm што одговара жуто-зеленој боји односно средини видљивог дела спектра електромагнетног зрачења. Уколико, пак, на основу спектра израчунамо колики део енергије зрачења, при овој температури, има таласне дужине веће од 3000 nm добићемо да је то мање од 0,01 %. Исто тако, ако израчунамо, λ_{max}, за уобичајене температуре на Земљиној површини (око 300 К) добићемо да се та таласна дужина налази у далекој инфрацрвеној области као и да мање од 0,01 % енергије овог зрачења бива емитован на таласним дужинама краћим од 3000 nm. Управо из ове анализе проистиче, и горе описана, једноставна подела спектра електромагнетног зрачења на краткоталасно и дуготаласно зрачење, која је уобичајена у метеорологији.

Описана два закона зрачења апсолутно црног тела су сасвим довољна за разумевање свих метеоролошки процеса који ће се обрађивати у овом уџбенику. Ми ћемо ипак наше излагање проширити и на описивање Планкове теорије зрачења која је учинила револуцију у развоју науке и уопште људске спознаје света око себе. Теоретичари са краја деветнаестог века су уложили велике напоре како би дошли до теорије која би објаснила овакво понашање зрачења. Први корак је био примена класичне

физике односно Максвелових (*James Clerk Maxwell*) једначина. Овакав приступ је довео до веома лоших резултата. Наиме, на овим основама добијена расподела зрачења је предвиђала да се на веома малим таласним дужинама (ултраљубичасто зрачење) емитује бесконачна количина зрачења. Овај резултат је у науци познат као *ултраљубичаста катастрофа* и указао да можда наше претпоставке о микросвету морају бити промењене из корена. Ту промену је извршио Макс Планк уводећи два постулата. Први постулат дозвољава да енергија осцилатора E_n може да се опише изразом

$$E_n = nh\nu \tag{3.6}$$

где је: ν - фреквенција; h - Планкова константа и n - квантни број који може да има само целобројне вредности. Други постулат ограничава сталну емисију енергије од стране осцилатора на њену емисију у порцијама - ***квантима***. Отуда, уколико се квантни број промени за јединицу, количина емитоване енергије износиће

$$E \quad = h\nu. \tag{3.7}$$

На основу ова два постулата он је дошао до функције која има облик:

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5\left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1\right)}, \tag{3.8}$$

где је: T - апсолутна температура апсолутно црног тела, док остале ознаке имају своје уобичајено значење. Овом функцијом је формулисан и тзв. - *Планков закон*. који се савршено поклапа са експерименталним резултатима и из њега се једноставно могу извести и Штефан-Болцманов као и Винов закон.

3.1.2 Сунце као извор енергије

Сунце је звезда које је по маси неколико пута мање од звезда средње величине. Међутим, оно што Сунце чини јединственим јесте чињеница да је оно око три стотине хиљада пута ближе Земљи него што је најближа суседна звезда. Средње растојање Земље од Сунца износи $1{,}5\times10^8$ km. При том практично сва енергија, коју Земља добија извана и која је извор атмосферских кретања, долази од Сунца.

Сунце је гасовита сфера полупречника $6{,}96\times10^5$ km и масе од приближно $1{,}99\times10^{30}$ kg. Основу његове грађе чине два елемента - водоник и хелијум. Присутни су и неки тежи елементи као што су: гвожђе, силицијум, неон и угљеник али у малим количинама. Водоник је присутан у износу од око 75% док осталих 25% практично отпада на хелијум. Температура Сунца се мења у опсегу od 5 100 000 ºC у унутрашњости до 5800 ºC на површини. Густина му брзо опада и то од 150×10^3 kg m^{-3} u центру do 10^{-4} kg m^{-3} на ободу. Последица овакве расподеле густине је чињеница да је око 90% масе Сунца распоређено у првој половини његовог полупречника.

Извор огромне количине енергије са којом Сунце располаже јесте *термонуклеарна фузија* која се при температури од десетак милиона Целзијусових степени одиграва у дубоким слојевима. Том приликом, ако исказом поједноставимо механизам фузије, у сваком тренутку четири атома водоника се спајају у атом хелијума при чему се ослобађа велика количина енергије.

Највећи део енергије који у виду електромагнетног зрачења доспева на Земљу, генерише се у видљивој области Сунца - *фотосфери*. Међутим, знатан део фотосфере је

неправилно осветљен и састављен је од тамнијих (хладнијих) подручја *сунчевих пега* и светлијих (топлијих) подручја тзв. *факула*. Фотосфера је, у поређењу са димензијама Сунца, релативно танак слој дебљине од око 500 km у ком се температура мења од 4000 ^{o}C на површини до 8000 ^{o}C у дубљим слојевима.

Област изнад фотосфере назива се *Сунчева атмосфера* и састоји се од *хромосфере и короне* (слика 3.3). Хромосфера се састоји од водоника и хелијума који су

Слика 3.3 Сунчева корона снимљена 11. 8. 1999. године [European Southern Observatory, Диу (Duhoux, 1999)].

под ниским притиском. При осматрању хромосфере могу да се опазе и њени необични продужеци у свемиру у облику *протуберанци*. Изнад хромосфере налази се корона. Она је сребрнасто-беле боје а састоји се од разређених гасова који се простиру до удаљености од неколико милиона километара. Понекад се у хромосфери може опазити и пораст Сунчеве активности. Она се уочава у повезаности поља факула с групама Сунчевих пега која доводи до нагле промене у изгледу, сјају и простирању протуберанци.

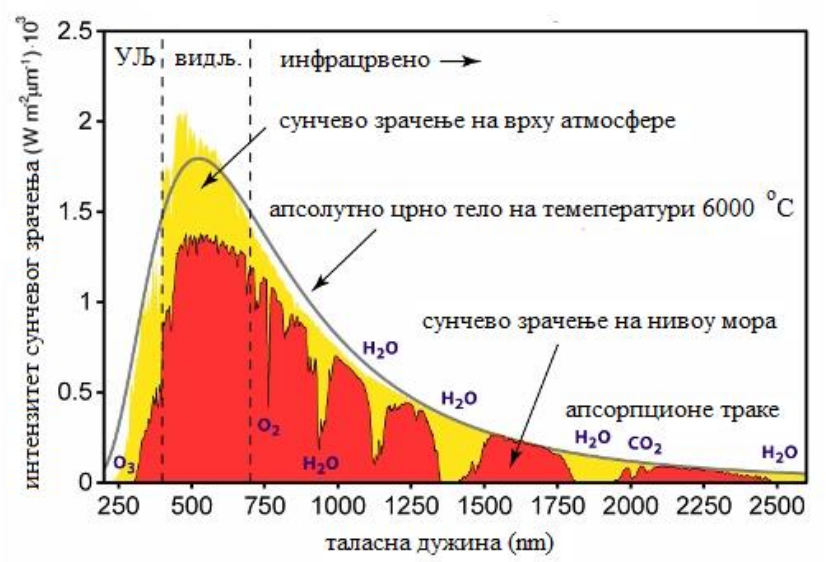
3.1.3 Спектар сунчевог зрачења и соларна константа

Расподела електромагнетног зрачења, емитованог од Сунца и доспелог на горњу границу атмосфере, по таласним дужинама назива се *спектар сунчевог зрачења*. *Соларна константа* I_o је величина која представља енергију сунчевог зрачења која, у јединици времена, доспе на јединицу површине, на горњој граници атмосфере, нормалну на правац простирања зрачења.

Спектар сунчевог зрачења и соларна константа су у дугом низу година били предмети проучавања и одређивања различитим методолошким поступцима. За вредност соларне константе навешћемо вредност од 1368,31 W m^{-2} добијене мерењима од стране МекКракена (MacCracken, 1985). Скрећемо пажњу заинтересованом читаоцу да ће у литератури наићи и на неке друге вредности за соларну константу што не би требало да га доведе у забуну.

На слици 3.4 приказан је стандардни спектар сунчевог зрачења у виду расподеле интензитета зрачења, у односу на јединични интервал таласних дужина, $I\lambda$ по таласним дужинама. На истој слици приказани су и спектри зрачења апсолутно црног тела на температури од 6000 ^{o}C и сунчевог зрачења доспелог на површину Земље у условима

чисте атмосфере. Уочљиво је да је спектар сунчевог зрачења близак спектру зрачења апсолутно црног тела на температури од око 6000 °C. Ово се објашњава чињеницом да се највећи део Сунчевог зрачења, који доспе на површину Земље, генерише на површини Сунца - фотосфери.



Слика 3.4 Расподела, по таласним дужинама λ, интензитета сунчевог зрачења у односу на јединични интервал таласних дужина I_λ на врху атмосфере и његова типична расподела на површини Земље у поређењу са зрачењем које емитује апсолутно црно тело на 6000 °C [Кулсон (Coulson, 1975)].

Спектар сунчевог зрачења може да се подели на три области: 1) ултраљубичасту (0,01 μm < λ < 0,39 μm); 2) видљиву (0,40 μm < λ < 0,76 μm) и 3) инфрацрвену (0,76 μm < λ< 4,0 μm). Од укупне енергије која се генерише на Сунцу, 50% долази на инфрацрвену, 40% на видљиву и око 10% на ултраљубичасту област. Максимум енергије зрачења је на таласној дужини од 0,550 μm.

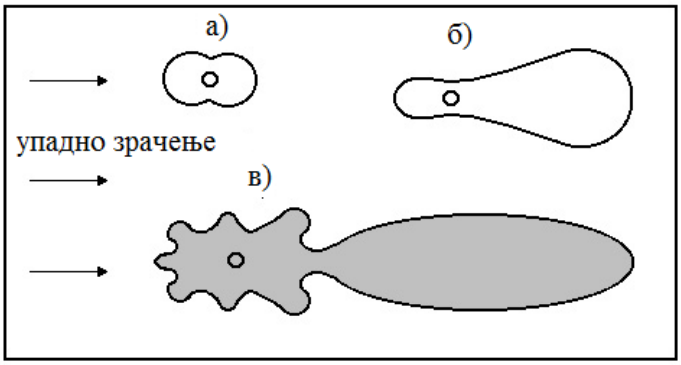
Осматрањима је уочено да се интензитети Сунчевог зрачења разликују у еквивалентним температурама апсолутно црног тела, које одговарају зрачењу у ултраљубичастој, видљивој и инфрацрвеној области спектра. Дакле, исправније је да се говори о некој *ефективној температури Сунца* која износи 5800 °C.

3.1.4 Слабљење сунчевог зрачења у атмосфери

Велики део светлости који допире до наших очију углавном не долази директно од извора. Напротив, долази индиректним путем после *расејања*. Тако, на пример, ми видимо *дифузно* расејану сунчеву светлост ако погледамо у небо или облаке. И уопште, са изузетком када гледамо директно у извор светлости (Сунце, пламен, усијану металну нит, итд.), ми у природи видимо расејану светлост. Расејање светлости на молекулима, аеросолима, и у облацима који садрже мноштво капи воде, ледених кристала, изазива мноштво светлосних ефеката у природи: плаветнило неба, белину облака итд. Ово су само неки од оптичких ефеката у атмосфери који су условљени једном фундаменталном физичком појавом - расејањем која је везана за интеракцију зрачења и честица при чему се оно одиграва на свим таласним дужинама електромагног спектра.

Расејање представља физичку појаву при којој честица која се налази на путу електромагнетног зрачења, постаје извор зрачења које се расејава у свим правцима. Промена смера зрачења је последица: дифракције, рефлексије и преламања или, пак, њихове комбинације. Количина и смер расејаног зрачења зависи искључиво од величине

честице и таласне дужине зрачења које доспева на њу. Димензије честица у атмосфери се крећу од 10^{-10} m (молекули гасова) до 10^{-2} m (веће кишне капи и зрна града) тако да се расејавање на њима одиграва са различитим усмерењима расејаног зрачења. За образложење ове тврдње од помоћи нам може бити слика 3.5.



Слика 3.5 Примери угаоне расподеле интензитета зрачења расејаног на: а) малим, б) крупним и в) сасвим крупним честицама.

Са слике се види да мале честице расејавају зрачење приближно подједнако и напред и назад у односу на упадни талас при чему са увећањем димензија честице долази до благе анизотропије у расподели расејане енергије. Код сасвим великих честица, расејана енергија се концентрише унапред у односу на упадни талас зрачења.

Када Сунчево зрачење пролази кроз слој ваздуха дебљине d интензитет зрачења који прође кроз посматрани слој ваздуха без расејања I_τ, је према *Бир-Ламбертовом* (*Beer-Lambert*) закону:

$$I_\tau = \sigma_p I_0 \ , \tag{3.9}$$

где је σ_p коефицијент прозрачности или трансмисије. Коефицијент прозрачности је позитиван број чија се вредност креће у интервалу од 0 до 1 и говори нам о томе колики део упадног зрачења пролази кроз посматрани слој ваздуха.

Детаљнија анализа проласка зрачења кроз атмосферу може се извршити тако што се атмосфера подели на слојеве ваздуха исте оптичке дебљине. Односно слојеве ваздуха такве да се у сваком слоју налази иста маса ваздуха чиме се обезбеђује да је бројна вредност коефицијента прозрачности за сваки слој иста. Имајући ово у виду и уз употребу израза (3.9) једноставном алгебром може да се покаже да уколико на горњу границу атмосфере пристиже интензитет зрачења I_0, тада до Земљине површине, без расејања, долази зрачење чији је интензитет дат изразом:

$$I_\tau = \sigma_p^n I_0, \tag{3.10}$$

где је са *n* означен број слојева на које је подељена атмосфера. Последња једначина представља тзв. ***Бугеров*** (*Bugger*) закон чијом применом се може експериментално одредити бројна вредност коефицијента прозрачности.

Уопштено говорећи процеси расејања се могу поделити у две групе и то ***Рејлијево*** и ***Мијево*** расејање. Рејлијево расејање се одвија на честицама чије су димензије мање од једне десетине таласне дужине зрачења. То значи да се расејање на молекулима ваздуха сврстава у Рејлијево расејање. Према Рејлијевом закону коефицијент расејања је

пропорционалан шестом степену дијаметра честица, D, на којима се врши расејање а обрнуто пропорционалан четвртом степену таласне дужине зрачења, λ:

$$\mu \sim \frac{D^6}{\lambda^4} \tag{3.11}$$

На пример, овим расејањем се може објаснити плаветнило неба. Плава боја има мању таласну дужину у односу на таласне дужине зелене, жуте, наранџасте и црвене боје светлосног спектра. Сагласно Рејлијевом закону, плава боја има и највећи интензитет расејања у односу на побројане боје те ће светлост плаве боје долазити из свих праваца већим интензитетом него светлост већих таласних дужина. На сличан начин се објашњава и црвена боја неба при заласку Сунца. Наиме, при заласку Сунце се налази ниско на хоризонту те Сунчеви зраци тада пролазе много дужи пут кроз атмосферу него у подне. На тако дугом путу плава светлост, која се најинтензивније расејава, се готово у потпуности изгуби а преостаје светлост највећих таласних дужина односно црвена боја. Код *Мијевог* расејања, димензије честица су приближно једнаке или нешто веће од таласне дужине зрачења које се расејава.

Инспекција спектра сунчевог зрачења при површини Земље (слика 3.4) указује на присуство бројних танких апсорпционих линија и трака. Неке од њих су створене већ у Сунчевој атмосфери као последица апсорпције Сунчевог зрачења од стране гасова фотосфере. Преостале, пак, траке настале су апсорпцијом Сунчевог зрачења од стране гасова у Земљиној атмосфери. Својство спектра сунчевог зрачења које привлачи пажњу јесте нагло завршавање спектра у његовом краткоталасном делу од око 0,3 μm (сл. 3.4). Објашњење овог својства може се потражити у чињеници да су у вишим слојевима атмосфере присутни озон, молекуларни и атомски кисеоник, у мањем износу, као и други активни атмосферски гасови. Они апсорбују долазеће зрачење. Међутим, због малог интензитета долазећег зрачења, у овом подручју таласних дужина апсорбује се само око 2% Сунчевог зрачења које долази у атмосферу. У атмосфери, релативно мала количина Сунчевог зрачења бива апсорбована од стране водене паре а још мања од стране угљен-диоксида и то углавном у инфрацрвеном делу спектра Сунчевог зрачења. Аеросоли, дим и честице морске соли, такође, апсорбују зрачење одређених таласних дужина. Међутим, њихов утицај је веома променљив а у неким случајевима и занемарљив. Ова апсорпција само светлости одређених таласних дужина се назива *селективна апсорпција*.

3.1.5 Директно зрачење

Од Сунца па до горње границе атмосфере сунчево зрачење доспева у скоро непоремећеном облику пошто на путу кроз готово безваздушан простор не слаби ни једним од претходно размотрених механизама. Ако у таквом облику доспе директно и до површине Земље онда је реч о ***директном сунчевом зрачењу*** $\boldsymbol{S_d}$. Интензитет овог зрачења може да се региструје помоћу инструмента познатих под именом - *актинометри* или ***пирхелиометри***. Ови инструменти се веома ретко употребљавају при мерењима зрачења у стандардној мрежи метеоролошких станица на којима се информација о директном зрачењу добија помоћу једног другог инструмента познатог под именом ***хелиограф***. Преко њега може да се очита дужина периода, у сатима и минутима, када је могуће регистровати присуство директног зрачења. Ова информација је неоспорно драгоцена будући да се преко ње и примене неке од расположивих емпиријских формула може израчунати и интензитет директног зрачења. Овај поступак се често користи у пољопривредној пракси, на пример, при израчунавању водног биланса.

При проласку кроз атмосферу директно зрачење слаби. У каквом спектралном саставу и износу ће да дође до Земље зависиће првенствено од висине Сунца и прозрачности атмосфере. Није тешко уочити да прозрачност атмосфере зависи од присуства гасова и аеросола који апсорбују зрачење као и присуства облака и појаве магле. Под утицајем наведених фактора директно сунчево зрачење може да се мења у широком опсегу вредности. На пример, при истој висини Сунца интензитет директног зрачења ће на мањим географским ширинама бити мањи него на већим ширинама будући да је у овим првим присуство водене паре и честица прашине заступљено у већим концентрацијама.

Интензитет директног зрачења се повећава с повећањем надморске висине. То и није тешко образложити будући да овај услов значи и смањење дебљине атмосфере што за последицу има и мање слабљење директног зрачења. Ова промена с висином брже се одиграва у нижим него у вишим слојевима атмосфере а разлог томе је већа коцентрација водене паре и аеросола у нижим слојевима атмосфере. Осматрањима је установљено да се на око 1 km висине од Земље интензитет директног зрачења увећава за 70-120 W m^{-2} док на 4-5 km изнад планина он већ прелази вредност од 1190 W m^{-2} да би на висини од 22 km износио 1240 W m^{-2}. Са даљим повећањем висине интензитет директног зрачења се приближава вредности соларне константе да би је по мерењима добијених помоћу ракета достигао на висинама од 50-60 km. Изразито велики утицај на директно зрачење имају облаци. Тако, на пример, густи слојеви ниских облака практично не пропуштају директно зрачење.

Дневни ход директног зрачења се мења у зависности од доба године а то значи од дужине дана и зенитне висине Сунца. Иначе количина директног зрачења која доспе на неку површину зависи од тога да ли је та површина хоризонтална или, пак, нормална на правац простирања зрачења. Свакако да ће тај износ бити мањи за случај хоризонталне површине него површине која је нормална на правац простирања зрачења. Ова разлика је израженија у зимском периоду тј. када је висина Сунца мала.

Дневни ход зрачења изразито зависи од географске ширине места. На мањим ширинама максимум у дневном ходу је више изражен него на већим ширинама. Ово је и разумљиво пошто се са приближавањем полу висина Сунца мање мења у току дана. Тако, на пример, на полу се она мења у таквом износу да је дневни ход директног Сунчевог зрачења практично занемарљив.

Годишњи ход директног сунчевог зрачења представљен је преко просечних месечних сума. Он је најизраженији на половима. У зимском периоду директно зрачење је практично одсутно док у периоду летње дугодневнице може да достигне вредност и од 910 W m^{-2}. Обрнуто, на екватору амплитуда годишњег хода директног зрачења је најмања. Осим тога, на екватору годишњи ход има два максимума од око 920 W m^{-2}, у време пролећне и јесење равнодневнице, и два минимума, у време летње дугодневнице и зимске краткодневнице. У средњим ширинама максимум се појављује у време летње дугодневнице (јун), а минимум у време зимске краткодневнице (децембар).

3.1.6 Дифузно зрачење

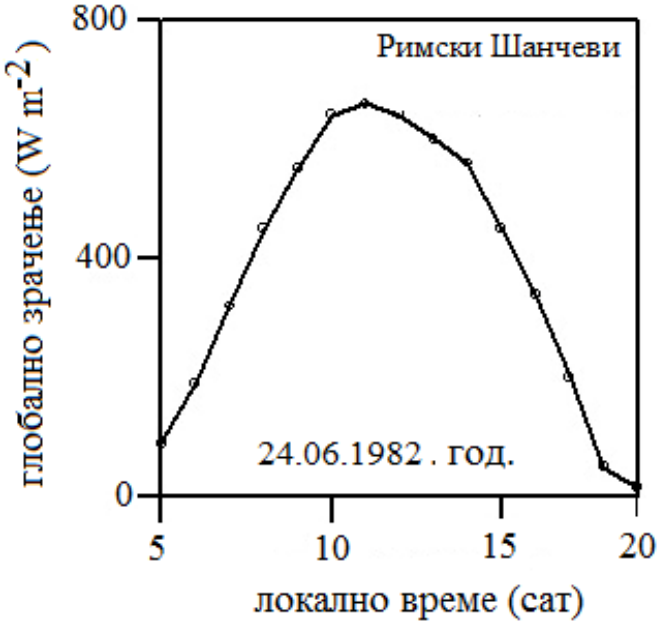
Дифузно зрачење S_r доспева на површину Земље са целог небеског свода. Тај износ може да се креће и до неколико десетина W m^{-2}. Оно пре свега зависи од степена замућености атмосфере при чему повећана концентрација честица у атмосфери доводи и до увећавања његовог интензитета. Тај интензитет може још више па чак и значајно да се увећа у присуству релативно танких облака који представљају идеалну средину за расејавање сунчевог зрачења. Тако, на пример, високи облаци цируси могу се посебно истаћи у том погледу. У њиховом присуству дифузно зрачење је и до десет пута веће него при безоблачном небу. Међутим, када на небу доминирају облаци средње висине

онда та разлика иде и до два пута. Једино када се на небу појави дебљи слој ниских облака и ако се из њега излучују падавине, онда ће дифузно зрачење бити мање него при безоблачном небу. Осим већ описаних фактора додатном увећању дифузног зрачења доприноси и висина Сунца; уколико је она већа и дифузно зрачење је веће.

Дневни и годишњи ход дифузног сунчевог зрачења при безоблачном небу прати ход директног зрачења. У рано јутро дифузно зрачење се појављује пре директног зрачења; потом почиње да расте достигавши максимум у интервалу између 12 и 13 сати, да би потом почело да се смањује достижући нулту вредност негде у сумрак. У току године дифузно зрачење достиже максимум у јулу а минимум у јануару. Овакав ход се јавља при безоблачном небу. Сличан ход је осмотрен и када је небо у потпуности прекривено облацима. Међутим, када је облачност повећана оба хода могу и приметно да се разликују од ходова који прате претходно описане ситуације.

3.1.7 Глобално зрачење

Глобално зрачење S_g представља суму директног и дифузног зрачења тј. $S_g = S_d + S_r$. Доприноси компонената у овој суми у многоме зависе од: висине Сунца, прозрачности атмосфере и облачности.



Слика 3.6 Дневни ход глобалног зрачења на Римским Шанчевима.

До изласка Сунца, тј. при малим висинама Сунца, глобално зрачење се састоји углавном од дифузног зрачења (слика 3.6). С повећањем висине Сунца у њему се смањује удео дифузног зрачења. За илустрацију можемо да наведемо и следећи податак. Када је висина Сунца 8° удео дифузног зрачења износи и до 50% да би при повећању угла на 50° тај допринос био 10-20%. Облик, висина и количина облака у различитим степенима доприносе повећању удела дифузног зрачења у глобалном зрачењу. Тако, када је Сунце заклоњено слојем густих облака, глобално зрачење се своди само на дифузно зрачење што за последицу има и смањење глобалног зрачења. Интензитет глобалног зрачења битно зависи од географске ширине места. Са смањењем географске ширине повећавају се и његове дневне суме. Том приликом се смањује и разлика између месечних сума тј. смањује се амплитуда у годишњем ходу. На пример, у Павловску (60° с. г. ш.) месечне

суме се налазе у интервалу 0,5-17 MJ m^{-2}; у Вашингтону (38,9° с. г. ш.) тај интервал је 6-20 MJ m^{-2} док у Такубауу (19° с. г. ш.) он износи 13-23 MJ m^{-2}. Као и дневне тако се и годишње суме глобалног зрачења увећавају са смањењем географске ширине.

3.1.8 Одбијање сунчевог зрачења од подлоге

Глобално зрачење доспевши на неку подлогу делимично бива апсорбовано док се остатак познат под именом *рефлектовано зрачење*, R_z, одбије. Однос тог зрачења и глобалног зрачења S_g које је доспело на подлогу познат је као већ раније дефинисана рефлексиона способност или *албедо* подлоге, тј.

$$A_p = \frac{R_z}{S_g} \tag{3.12}$$

где је са A_p означен албедо. Ако се количник (3.12) помножи са 100 онда ће албедо бити изражен у процентима што се понекад практикује.

Површина	албедо	Површина	Албедо
снег и лед		*поља и ливаде*	
свеж и сув снег	0,80-0,95	поље ражи	0,10-0,25
чист и влажан снег	0,60-0,70	поље кромпира	0,15-0,25
загађен снег	0,40-0,50	памучно поље	0,20-0,25
морски лед	0,30-0,40	Ливада	0,15-0,25
гола земљишта		сува степа	0,20-0,30
тамна земљишта	0,05-0,15	Тундра	0,15-0,20
влажна земљишта	0,10-0,20	*Шуме*	
сува глиновита земљишта	0,25-0,45	Четинарске	0,10-0,15
сува светла песковита земљишта	0,25-0,45	Листопадне	0,15-0,20

Табела 3.1 Албедо разних природних подлога.

Албедо површине Земље зависи од њених својстава, или карактера подлоге како је уобичајено да се каже, као што су: боја, влажност и храпавост. Та зависност се још више условљава присуством различитих врста вегетације. Тамна и храпава земљишта мање одбијају глобално зрачење него светла и мање храпава. Насупрот, влажна земљишта мање одбијају зрачење него сува. Даљим увећањем влажности земљишта повећава се и износ апсорбованог зрачења што знатно може да измени топлотни режим подлоге као, на пример, у случају наводњаваног поља. У табели 3.1 су приказане вредности албеда за различите природне површине.

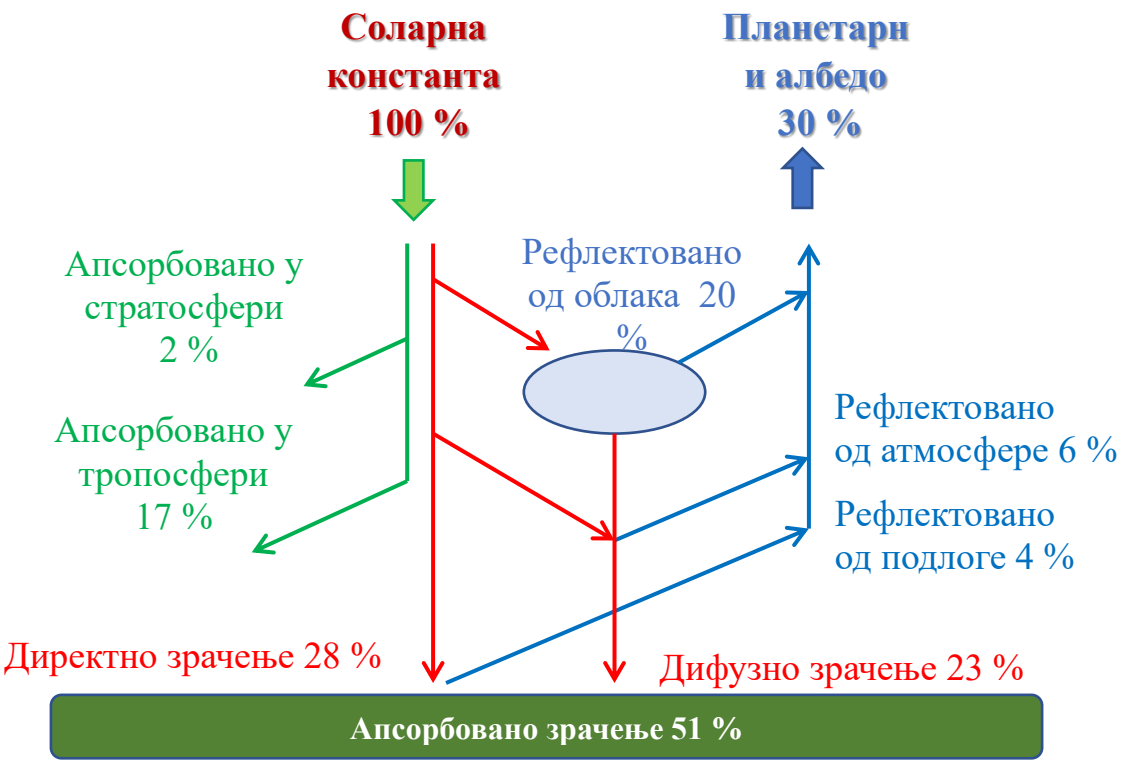
Албедо природних површина се у неколико мења у току дана. Највеће вредности албеда су осмотрене у јутарњим и вечерњим сатима док су у току дана оне незнатно умањене. Овакав ход албеда је последица зависности спектралног састава глобалног

зрачења од висине Сунца. Међутим, ту је присутна и чињеница да рефлексиона способност једне исте површине зависи од таласне дужине зрачења. Тако, при мањој висини Сунца у саставу глобалног зрачења доминира дифузно зрачење а оно се од храпаве подлоге одбија више него директно зрачење. Албедо водених површина је у просеку мањи од албеда копнених површина. Сунчево зрачење продире много дубље у воду него у земљиште тако да се у води оно више расејава и апсорбује. Међутим, албедо за водени басен повећане замућености може да буде знатно већи него када је он испуњен чистијом водом. Просечна вредност албеда воде износи 0,08-0,10 за дифузно зрачење док за директно зрачење он зависи од висине Сунца и то тако што се увећава при њеном смањењу. На пример, при великим висинама Сунца албедо воде износи 0,02-0,05 док при малим висинама та вредност иде и до 0,30-0,70. Још једна творевина воде, али овог пута у атмосфери, има велики албедо. То су облаци. Њихов албедо у просеку износи око 0,80.

Албедо је величина која је од несумњиве користи како у метеорологији тако и у пољопривреди. У новије време он је драгоцен параметар у моделима који симулирају интеракцију тла и атмосфере а који се користе у неким од нумеричких модела. На пример, ако су познати албедо и глобално зрачење могуће је одредити количину краткоталасног зрачења коју апсорбује подлога. Који део краткоталасног зрачења она апсорбује може да се израчуна преко коефицијента апсорпције који је једнак $1\text{-}A_n$. Овај коефицијенат помножен са интензитетом глобалног зрачења, које доспева на подлогу, даје и апсолутни износ зрачења који бива апсорбован, тј. S_g $(1\text{-}A_p)$. Очигледно је да познавање албеда за велике површине различитог састава на Земљи представља драгоцену информацију. До ње се данас углавном долази поступком мерења на даљину за шта се користе сателити. Они се употребљавају и за мерење албеда облака. Колико је ова информација драгоцена илуструје и чињеница да њено познавање омогућава да се, на пример, одреди висина облака.

3.1.9 Биланс краткоталасног зрачења

Будући да смо описали све процесе који се одигравају на путу Сунчевог зрачења кроз атмосферу у могућности смо да направимо коначан попис енергетског доприноса појединих дефинисаних величина и њихов удео у билансу краткоталасног зрачења, Под појмом биланс краткоталасног зрачења подразумевамо алгебарски збир енергетских ефеката свих описаних врста зрачења која доспевају до Земљине површине. На графикону са слике (3.7) су приказани релативни односи појединих компоненти краткоталасног зрачења. Ради лакше анализе, на графикону је бројна вредност соларне константе 100 % тако да су бројне вредности осталих компоненти зрачења дате релативно у односу на соларну константу. Уочимо, као најважније, да се од 100 јединица енергије краткоталасног зрачења које од Сунца стигне до горње границе атмосфере 51 јединице апсорбују у подлози. Такође је важно да се уочи да 30 јединица краткоталасног зрачења (рефлектовано од облака, о и рефлектовано од подлоге и атмосфере) напусти атмосферу па је очигледно због чега је планетарни албедо 0,3 (или 30 %). Напоменимо да су вредности енергија појединих компоненти краткоталасног зрачења узете као средње вредности за целу планету. Уколико се средња температура планете не мења јасно је да количина енергије краткоталасног зрачења која дође до планете мора бити једнака количини енергије која напусти планету. Са слике 3.7 видимо да када анализирамо само краткоталасно зрачење постоји дебаланс од 70 % Јасно је да се планета Земља на неки други начин мора "ослободити" овог вишка енергије. То се одвија преко других процеса које ћемо описати у поглављима која следе.



Слика 3.7 Биланс краткоталасног зрачења у систему Земља-атмосфера.

3.1.10 Фотометријски односи и величине

Као што је већ речено светлост је електромагнетно зрачење са таласним дужинама од 0,4 μм до 0,76 μм. Област физике која се бави енергетским аспектима светлосних појава назива се ***фотометрија***. С обзиром да се фотосинтеза, као физиолошки процес, одвија под дејством електромагнетног зрачења из опсега таласних дужина који се готово поклапа са светлосним опсегом (0,38 μм до 0,71 μм), мерење осветљености је од посебног значаја у пољопривредној пракси. На овом месту ћемо дати само кратак осврт на основне фотометријске величине.

Јачина светлости I, је основна фотометријска величина која говори о интензитету којим светлосни извор емитује светлосну енергију. Јединица јачине светлости је ***кандела*** (Cd) и представља једну од седам фундаменталних физичких јединица преко којих се могу извести све остале физичке величине. По дефиницији, јачину светлости од једног кандела емитује шездесети део квадратног центиметра апсолутно црног тела које је загрејано на температуру топљења платине при нормалном атмосферском притиску.

Светлосни флукс Φ, је величина која говори о просторној густини светлосне енергије приликом њеног транспорта кроз простор. По дефиницији светлосни флукс је једнак енергији светлости која у јединици времена прође кроз јединични просторни угао. Јединица за мерење светлосног флукса је ***лумен*** (lm).

Осветљеност A, је величина која говори о количини светлосне енергије која пада на површину осветљаваног тела. По дефиницији осветљеност је бројно једнака укупном светлосном флуксу Φ који пада на јединицу површине осветљаваног тела S тј.

$$A = \frac{\Phi}{S}. \tag{3.13}$$

Јединица за осветљеност је ***лукс*** (lx). Са тачке гледишта пољопривредне производње осветљеност је веома значајна величина јер је интензитет фотосинтезе директно сразмеран управо са овом величином. Ово је од посебног значаја за пољопривредну производњу у заштићеном простору када значај оптимизације свих елемената производње посебно долази до изражаја.

3.2 ЗЕМЉИНО ЗРАЧЕЊЕ И АТМОСФЕРСКО ЗРАЧЕЊЕ

Сва тела сагласно Штефан - Болцмановом закону зраче одређени износ енергије што важи и за Земљу и за атмосферу. Ова дуготаласна зрачења играју битну улогу у топлотним процесима у атмосфери и на Земљи. То је разлог због чега ћемо у овој глави дати детаљнији опис природе ових зрачења као и њихове апсорпције у атмосфери уз објашњење ефекта стаклене баште. Додатна пажња ће бити посвећена емпиријским формулама помоћу којих се израчунавају ове врсте зрачења за потребе метеоролошке праксе, да би потом уследио егзактан приказ, улоге земљиног зрачења и атмосферског зрачења у размени енергије у атмосфери, преко рачуна топлотног биланса система Земља-атмосфера.

3.2.1 Природа Земљиног зрачења

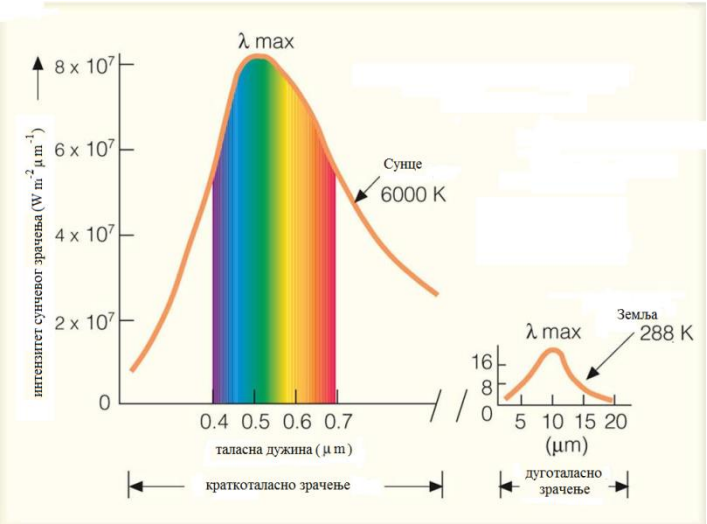
Земља добија топлоту од Сунца. Уколико се та топлота не би трошила у енергетским трансформацијама или реемитовала у космички простор Земља би сваке године била све топлија што би се свакако приметило. Искуство нам казује да таквог повишења температуре нема. А зашто га нема и објашњење је једноставно. Земља у атмосферу израчује приближно исту количину енергије коју и прима. То зрачење се назива ***Земљиним зрачењем, E_z***. Оно се непрекидно емитује у атмосферу током 24 сата. Земљино зрачење заједно са Сунчевим зрачењем одређује биланс зрачења површине Земље а тиме и климу континената и океана, карактеристике годишњих доба и токове временских промена.

Осматрања указују на чињеницу да је средња годишња температура Земљине површине, осредњена за целу Земљину лопту, негде око 15 ^{o}C. По карактеру спектра Земљино зрачење се много не разликује од зрачења апсолутно црног тела при овој температури. Уколико сада за ову температуру применимо Винов закон (3.5) налазимо да се максимум зрачења постиже за таласну дужину од око 10 μm. На слици 3.8 је приказана интензитет Земљиног зрачења у поређењу са Сунчевим зрачењем. Таласне дужине овог зрачења су у просеку око двадесет пута веће од таласне дужине која одговара максимуму зрачења у спектру Сунчевог зрачења. Отуда се и Земљино зрачење сврстава у дуготаласно зрачење. На истој слици се уочава да за таласне дужине мање од 4 μm, зрачења практично нема тако да је очигледно да ови спектри припадају области инфрацрвеног зрачења како је оно названо у поглављу 3.1.1 о спектру електромагнетног зрачења. Земљино зрачење и атмосферско зрачење, на пример, омогућавају да се преко метеоролошких сателита одреде температуре површине Земље и појединих слојева атмосфере.

Ово је могуће пошто је земљино зрачење, E_z, доста блиско зрачењу апсолутно црног тела и сасвим је прихватљива претпоставка да оно може да се опише Штефан-Болцмановим законом (3.3), тј.

$$\mathrm{E}_z = \sigma T_z^4, \tag{3.14}$$

где је T_z апсолутна температура површине земљишта. Да би читалац стекао увид у ред величине овог зрачења навешћемо један пример. Ако у последњу једначину уврстимо вредност од 288 К, што одговара горе поменутој средњој температури површине Земље, долазимо до вредности од 390,9 W m^{-2}.



Слика 3.8 Интензитет Земљиног зрачења у поређењу са Сунчевим зрачењем.

Као што је већ истакнуто, емисиона способност природних површина нешто је мања од емисионе способности апсолутно црног тела тако да Земљино зрачење може да се напише у облику

$$E_z = \varepsilon_z \sigma T_z^4, \tag{3.15}$$

Емисиона способност ε_z Земљине површине има различите вредности које су углавном блиске јединици. На пример, емисионе способности појединих површина имају следеће вредности: вода - 0,993, свеж снег - 0,986, густа трава - 0,970, глиновита земљишта 0,980, песак - 0,914 и листопадна шума - 0,970. Видимо да Земља, практично, може да се апроксимативно посматра као апсолутно црно тело.

3.2.2 Атмосферско зрачење

Уколико посматрамо Земљу у целини, једноставан рачун нам показује да је количина енергије краткоталасног зрачења која доспе до Земљине површине у току једног дана (***дневна сума глобалног зрачења***) значајно мања од количине енергије које Земљина површина израчи у правцу свемира у току дана. Као илустрацију наведимо да просечна дневна сума глобалног зрачења у нашим крајевима у априлу износи око 1,4x10^7 Jm^{-2} док дневна сума Земљиног израчивања износи преко 3x10^7 Jm^{-2}. Разлог за ову, можда изненађујућу, диспрпорцију лежи у чињеници да се Земљино израчивање емитује током свих 24 сата док глобално зрачење пристиже само током обданице. Како било, из овога би требало да следи једноставна последица да се Земља као планета хлади јер емитује више енергије него што прима. Наравно, познато је да се то не дешава. Разлог за то је што атмосфера апсорбује део Земљиног израчивања па потом један његов део враћа назад на Земљину површину сопственим дуготаласним израчивањем. Ово дуготалсно зрачење атмосфере које је управљено ка Земљиној површини се често назива ***противзрачење атмосфере*** и обележава се ознаком $\boldsymbol{E_a}$.

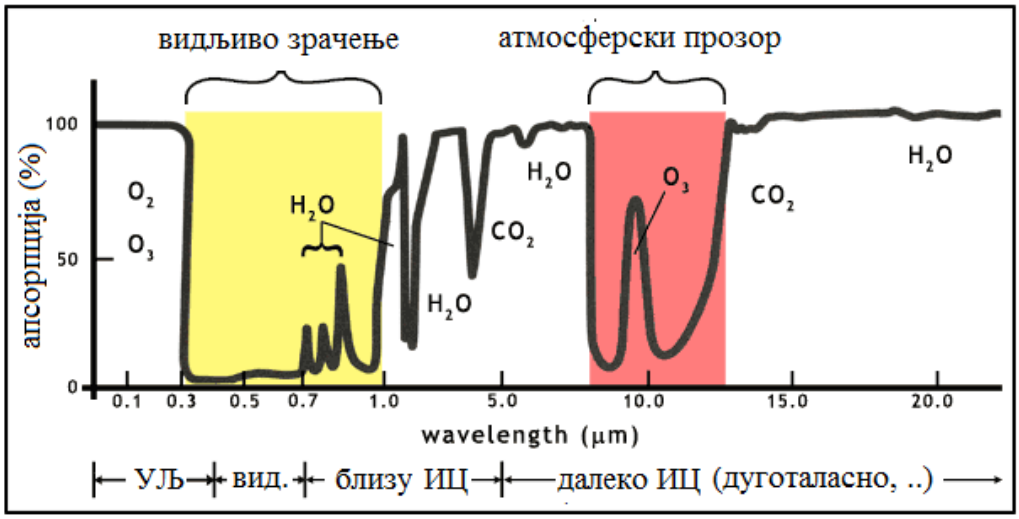
Атмосферско зрачење је веома сложен процес. Егзактна физичка анализа овог процеса, опет, подразумева поделу атмосфере на слојеве и анализу како процеса у сваком слоју понаособ тако и њиховог међудејства. Веома упрошћена слика ових процеса могла би да изгледа као што следи. Сваки слој у атмосфери више ће да зрачи уколико је у њему већи садржај водене паре и угљен-диоксида и уколико је температура тог слоја виша. Зрачење уоченог слоја усмерено наниже делимично се апсорбује и слаби у нижим слојевима атмосфере. Међутим, њему се придружује и зрачење тих слојева те се овај процес и назива ***преносом (транспорт)зрачења***. То практично значи да ми на Земљиној површини атмосферско зрачење E_a региструјемо као суму делимично ослабљеног зрачења појединих слојева. У атмосфери, на некој висини z, осим флукса зрачења усмереног наниже уочава се и флукс зрачења усмерен навише који се састоји од Земљиног зрачења и зрачења нижих слојева атмосфере ослабљеног на путу до висине *z*. Том приликом обе врсте флуксева на један сложен начин зависе од висине *z*.

3.2.3Апсорпција дуготаласног зрачења у атмосфери

Састојци атмосфере на различите начине учествују у апсорпцији дуготаласног зрачења. Међутим, у атмосфери највећи део овог зрачења бива апсорбован од стране водене паре, угљен-диоксида и озона док његов мањи износ апсорбују неки други састојци атмосфере - пре осталих: угљен-моноксид, азот-оксид и метан. На горњем делу слике 3.9 приказана је прозрачност атмосфере у зависности од таласних дужина. На њој су назначени гасови који највише доприносе смањењу прозрачности које се манифестује кроз повећану апсорпцију. Са слике се јасно се види да се највише апсорбују зрачења таласних дужина od 5 μm до 7,5 μm. Непосредно иза овог максимума долази област таласних дужина од 8,5 μm до 12,0 μm где је коефицијент апсорпције за водену пару око хиљаду пута мањи него у претходном интервалу. Практично у овом интервалу атмосфера је за дуготаласно зрачење отворена као прозор. Отуда и назив – ***атмосферски "прозор"***. Иза овог прозора коефицијент апсорпције водене паре поново расте с таласном дужином. За разлику од водене паре угљен-диоксид највећу апсорпцију и зрачење постиже у интервалу таласних дужина од 12,9 μm до 17,1 μm, или око 15,1 μm у просеку.

Осматрања указују на чињеницу да су слојеви у којима се акумулира топлота, а потом у виду противзрачења атмосфере враћа на Земљу, различите дебљине. Тако, на пример, слој атмосфере који враћа на Земљу око 90% зрачења таласне дужине 6,27 μm има дебљину од око 15 m. У атмосферском "прозору" ова дебљина иде и до 3 km да би се потом смањила на око 200 m. У просеку се око 20% атмосферског противзрачења образује у нижем слоју дебљине од 0,8 m, а 35% у слоју дебљине од око 6 m. Међутим, овај слој је незнатно хладнији од површине Земље тако да је у овом делу спектра разлика E_z - E_a мала и пропорционална је вертикалном градијенту температуре. До Земље не долази и противзрачење виших слојева атмосфере које бива апсорбовано на путу до ње тако да пут наставља само противзрачење атмосфере у спектралном делу који покрива атмосферски "прозор".

Једна чињеница је веома важна за топлотни биланс атмосфере. Наиме, кроз атмосферски "прозор" неповратно одлази у васионски простор свега 17% зрачења површине Земље при њеној температури од 0 ^{o}C. У области "прозора" при таласној дужини од 9,6 μm дуготаласно зрачење бива интензивно апсорбовано од стране озона. Рачун показује да је његов допринос противзрачењу атмосфере занемарљив у односу на водену пару. За таласне дужине веће од 12 μm атмосфера постаје све мање прозрачна за дуготаласно зрачење а сама интензивније зрачи у правцу Земље. У васионски простор одлази део зрачења емитованог од виших слојева тропосфере али како су они хладни тај износ је веома мали.



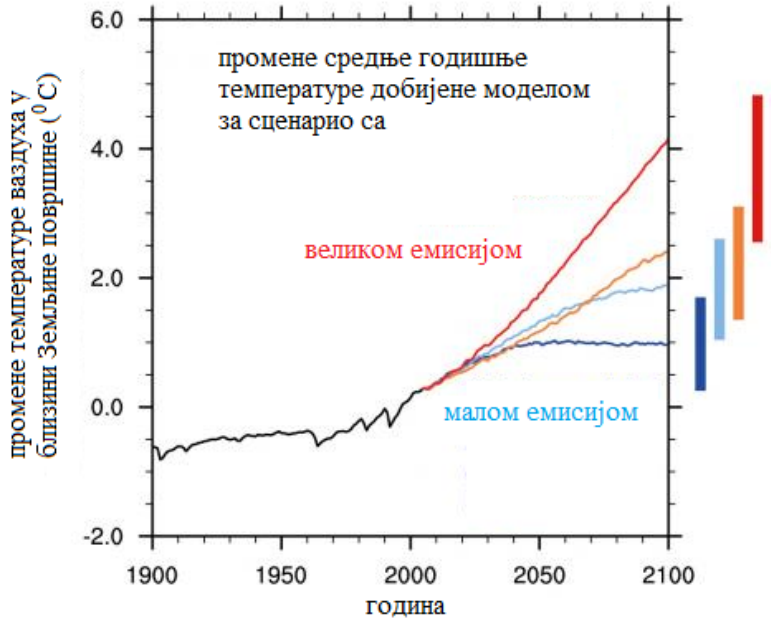
Слика 3.9 Зависност прозрачности атмосфере од таласних дужина компонената електромагнетног зрачења.

Ако бисмо направили инвентар дуготаласног зрачења које од Земље и атмосфере одлази у васионски простор, најкраћи резиме би могао да изгледа овако. Осим релативно малог дела зрачења, које се губи неповратно кроз атмосферски "прозор", у осталом домену таласних дужина атмосфера емитује зрачење као што то чини апсолутно црно тело при истој температури. С друге стране, површина Земље емитује дуготаласно зрачење, приближно као апсолутно црно тело, у целокупном интервалу таласних дужина. Дакле, у васионски простор из система Земља-атмосфера емитује се дуготаласно зрачење које је састављено од: 1) атмосферског зрачења у областима таласних дужина где преовлађује јака апсорпција и 2) земљиног зрачења у областима слабе апсорпције у атмосфери.

У одсуству атмосфере површина Земље, при албеду од 0,29, би имала средњу температуру od -16 ^{o}C. Осматрањима се дошло до вредности од 15 ^{o}C. Дакле, зрачење површине Земље у знатној мери бива апсорбовано од стране угљен-диоксида, водене паре и озона, који уз метан и азот-диоксид чине групу тзв. ***гасова стаклене баште***. Ова појава која се манифестује кроз задржавање инфрацрвеног зрачења од стране атмосферских гасова позната је под именом - *атмосферски ефекат*. Овај ефекат је много познатији под именом - ***ефекат стаклене баште***, пошто стакло које покрива стаклене баште, аналогно, добро пропушта краткоталасно Сунчево зрачење али значајно задржава земљино зрачење за таласне дужине веће од 3 μm. Иако је најчешће у употреби, сматра се да овај назив и није сасвим примерен будући да апсорбовање инфрацрвеног зрачења није једини узрочник повишења температуре у стакленим баштама. Наиме, повишена температура у стакленим баштама условљена је и чињеницом да стаклени омотач спречава губитак топлоте путем загрејаног ваздуха који се као топлији диже увис. Позната је чињеница да концентрација угљен-диоксида расте за око 0,4% годишње, и за око 25% је већа него што је било пре сто година, што само делимично указује на озбиљност последица овог ефекта. У новије време, осим наведених, гасовима стаклене баште се данас у већој мери придружују и други гасови чија концентрација расте због разних активности човека (метан, због пољопривредних активности) или због директне производње (хлорофлуорокарбонати који нису ни постојали пре неколико деценија).

Наравно, одмах се поставља питање: може ли се, и колико поуздано, предвидети шта ће даље да се дешава? Нумерички модели за општу циркулацију атмосфере користе се за ову сврху више од две и по деценије. На почетку, одговор на постављено питање није могао бити дат из простог разлога јер није било могуће упоредити резултате добијене

моделом са стварном, осмотреном, ситуацијом. Међутим, данас, када је прошло довољно времена да се дају прве оцене поузданости поменутих модела можемо рећи да се излази из модела у великој мери поклапају са актуелном климом. Питање од највећег интереса је: колико ће порасти средња глобална температура ваздуха при површини Земље ако се концентрација угљен-диоксида (слика 3.10), или општије гасова стаклене баште, удвостручи у односу на прединдустријску вредност у ваздуху (280-290 ppm)? Неки од аутора су овакве рачуне поодавно објавили, при чему се добијене вредности крећу од 4,0 ^{0}C па до 5,2 ^{0}C. Наведени бројеви делују веома узнемирујуће.



Слика 3.10 Осмотрене (црна боја) и климатским моделом пројектоване средње глобалне температуре ваздуха на висини од 2 m од површине Земље, за период 1900-2100. године, за четири нивоа емисије гасова. Стубићи различитих боја приказују пројекције осредњених вредности добијених моделом. Промене се односе на осредњене вредности период 1986-2005. година (IPCC, 2013).

То узнемирење може да буде још више појачано ако се узме у обзир да је штедњом горива, тј. преласком у што већој мери на енергију која није добијена сагоревањем фосилних горива (сунчева енергија, други алтернативни извори енергије, нуклеарна енергија) и престанком производње хлорофлуорокарбоната, могуће да се удвостручење гасова стаклене баште одложи, али не и спречи.

У метеорологији је веома често у употреби једна величина која је позната као *ефективно зрачење Земљине површине* или кратко *ефективно зрачење*. Оно је дефинисано као разлика између земљиног зрачења E_z, при температури T_z, и противзрачење атмосфере E_a:

$$E_{ef} = E_z - E_a \tag{3.16}$$

Ефективно зрачење зависи од температуре земљишта али и од температуре и влажности ваздуха. Оно скоро увек има негативну вредност изузев при јако високим температурама ваздуха и високом садржају влаге у ваздуху. Ипак, највише утицаја на ефективно зрачење има облачност која га знатно смањује. Ово се објашњава чињеницом да облачне капљице израчују доста енергије у правцу Земље. Насупрот томе, сасвим мала облачност или њена потпуна одсутност значајно повећавају ефективно зрачење. Оваква ситуација претходи једној метеоролошкој појави – мразу. Читаоцу је свакако позната ситуација да појаву мраза обично прати тиха и ведра ноћ. Због одсуства облака и повећаног ефективног зрачења само мањи део топлоте се враћа на површину земљишта

које се приметно охлади као и слој ваздуха који је непосредно уз њега. Тај слој ваздуха је онда хладнији од слоја ваздуха изнад њега што типично може да се осмотри при појави мраза. Управо покушај да се ефективно зрачење смањи је један од начина којим се у пољопривреди биљке штите од измрзавања. Нешто више детаља о тим поступцима упознаћемо у наставку уџбеника.

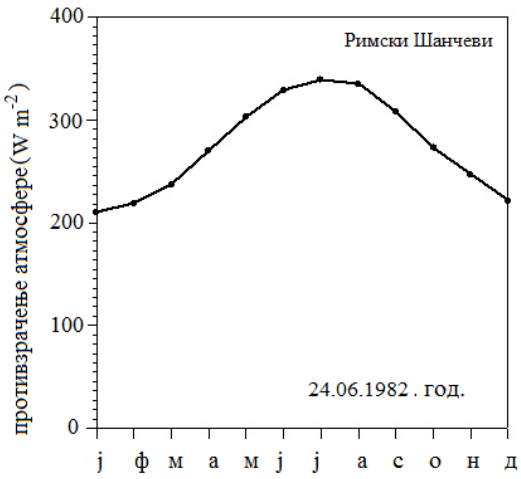
На крају, уочимо и на овом месту колико је систем Земља-Сунце-атмосфера у ствари "фино подешен" систем. Наиме, Сунце према Земљи одашиље зрачење а максимум тог зрачења има таласну дужину која одговара управо средини атмосферског прозора за краткоталасно зрачење. Уколико то не би било тако атмосфера би пропуштала много мању количину Сунчевог зрачења па би температуре при Земљиној површини биле много ниже. Са друге стране, Земљина површина емитује дуготаласно зрачење а максимум тог зрачења има таласну дужину која одговара управо средини атмосферског прозора за дуготаласно зрачење. Када ово не би било управо тако усклађено атмосфера би апсорбовала много већу количину дуготаласног зрачења па би температуре на Земљиној површини биле много више. И један и други случај би довели до ситуације да на Земљи не би могла да постоји вода у сва три агрегатна стања, што је неопходан услов за опстанак живота какав познајемо. Из овог разматрања се боље види зашто је промена концентрације елемента чији се удео у саставу атмосфере мери милионитим деловима (угљен-диоксид) може узроковати остварење апокалиптичних сценарија који ће се остварити уколико човечанство своје активности не усклади са описаним ефектима.

3.2.5 Емпиријске формуле за израчунавање противзрачења атмосфере

Познавање вредности земљиног зрачења и противзрачења атмосфере је веома важно за неке прорачуне у метеоролошкој а доста често и у пољопривредној пракси. На пример, приликом израчунавања топлотног биланса различитих природних површина као што су: водени базени, голо земљиште или земљиште под вегетацијом. Међутим, познавање њихових вредности осмотрених у мрежи стандардних метеоролошких станица, у поређењу са другим метеоролошким елементима је веома оскудно. Због тога се често и прибегава одређивању ***емпиријских формула*** које представљају формуле које нису директно изведене из фундаменталних физичких закона већ су "конструисане" на основу искуства и резултата мерења. Употреби емпиријских формула у метеорологији најчешће се прибегава када су у питању: глобално зрачење, противзрачење атмосфере и испаравање са различитих површина. Једна од најчешће употребљаваних емпиријских формула за израчунавање противзрачења атмосфере је Брентова (Brent) формула која има облик

$$E_a = \sigma T_a^4 \left(a + b\sqrt{e_a}\right). \tag{3.17}$$

У њој уведене ознаке имају следећа значења: T_a - апсолутна температура ваздуха на некој висини (која обично одговара висини метеоролошког заклона, тј. 2 m) , a = 0,526, b = 0,065 $(\mathrm{mb})^{-1/2}$, док је e_a одговарајући притисак водене паре у милибарима. Уочимо овде да је од свих променљивих састојака ваздуха у формулу експлицитно укључена само водена пара. Разлог за то је чињеница да је водена пара најпроменљивији састојак ваздуха. Допринос преосталих компоненти ваздуха је имплицитно укључен преко константе a. На слици 3.11 приказан је годишњи ход противзрачења атмосфере у Новом Саду израчунатог преко Брентове формуле. До сада смо дефинисали и описали све врсте зрачења које се појављују у метеорологији. Да поновимо, то су краткоталасна зрачења: директно Сунчево зрачење, S_r, дифузно зрачење, S_d, глобално зрачење, S_g, и рефлектовано зрачење, R_z, као и дуготаласна зрачења: Земљино зрачење, E_z и противзрачење атмосфере, E_a.



Слика 3.11 Годишњи ход противзрачења атмосфере у Новом Саду израчунатог преко Брентове емпиријске формуле

Укупна количина енергије коју посматрана површина апсорбује или емитује се назива биланс зрачења и он представља алгебарски збир дуготаласног и краткоталасног зрачења. У овом збиру долазна зрачења су укључена са позитивним предзнаком док су одлазна зрачења, која односе енергију од површине, имају негативан предзнак:

$$B = S_g - R_z - E_z + E_a - r_a, \tag{3.18}$$

где је са r_a означен део противзрачења атмосфере који се одбија од посматране површине и враћа назад у атмосферу. Овако дефинисан биланс зрачења нам говори о томе како зрачење утиче на температуру подлоге. Уколико је биланс зрачења познат тада зрачење повишава температуру подлоге а у обрнутом случају је смањује.

3.2.6 Преглед начина размене енергије у атмосфери

Поред различитих облика енергије у природи се јављају и различити начини *преноса енергије*. У систему Земља-атмосфера он се јавља у три облика: провођење (***кондукција***), струјање (***конвекција***) и зрачење (***радијација***).

У овој и претходној глави доста пажње је посвећено зрачењу као начину транспорта енергије у систему Земља-атмосфера тако да ћемо на овом месту више пажње посветити другим двама поменутим начинима транспорта енергије а који су значајно заступљени у наведеном систему.

Молекуларно провођење топлоте или ***кондукција*** је процес којим се унутар супстанце топлота преноси сударима молекула који се брзо крећу. Овај начин транспорта топлоте је доминантан код чврстих тела, мање значајан код течности а најмање значајан у гасовима. Следствено томе он је занемарљив и у енергетским разматрањима везаним за атмосферу изузев веома танког слоја ваздуха, тзв. ***ламинарног слоја***, који належе на Земљину површину (до 5 mm) . Међутим, провођење је једини начин којим се топлота транспортује у земљишту при чему она у многоме зависи од његових топлотно-физичких особина.

Процес ***конвекције*** укључује у себи вертикалну размену делића флуида, тј. течности и гасова. У атмосфери засебне запремине ваздуха (вртлози) транспортују енергију и масу са једног на друго место. Ови вртлози се у стање турбулентног кретања могу довести

путем слободне или принудне конвекције. ***Слободна* (*термичка*) *конвекција*** настаје услед разлике у густинама између делића ваздуха и околног ваздуха. На пример, ако делић ваздуха има вишу температуру од средине која га окружује онда ће и његова густина да буде мања тако да ће делић тежити да се подиже у вис. Обрнута слика уочава се када је делић ваздуха хладнији од околине; онда ће делић да се креће наниже. Сличну ситуацију имамо и у атмосфери када се честице ваздуха уздижу у случају када је тло јако загрејано услед великог дотока Сунчевог зрачења. У атмосфери, у близини површине земљишта долази до вертикалних кретања и када се ваздух пребацује преко препрека (узвишења, шуме, урбане средине, итд.). Ова врста конвекције позната је као ***принудна*** или ***динамичка конвекција***. Она зависи од храпавости подлоге и брзине ваздушног струјања. Нису честе ситуације када се конвекција јавља искључиво у једном од наведених облика. Обично су у атмосфери истовремено заступљена оба типа конвекције што је познато под именом ***помешане конвекције*** или једноставно - конвекције. Топлота и маса се могу преносити и хоризонталним струјањем ваздуха, односно ветром. Овакав вид транспорта се у метеорологији назива ***адвекција***.

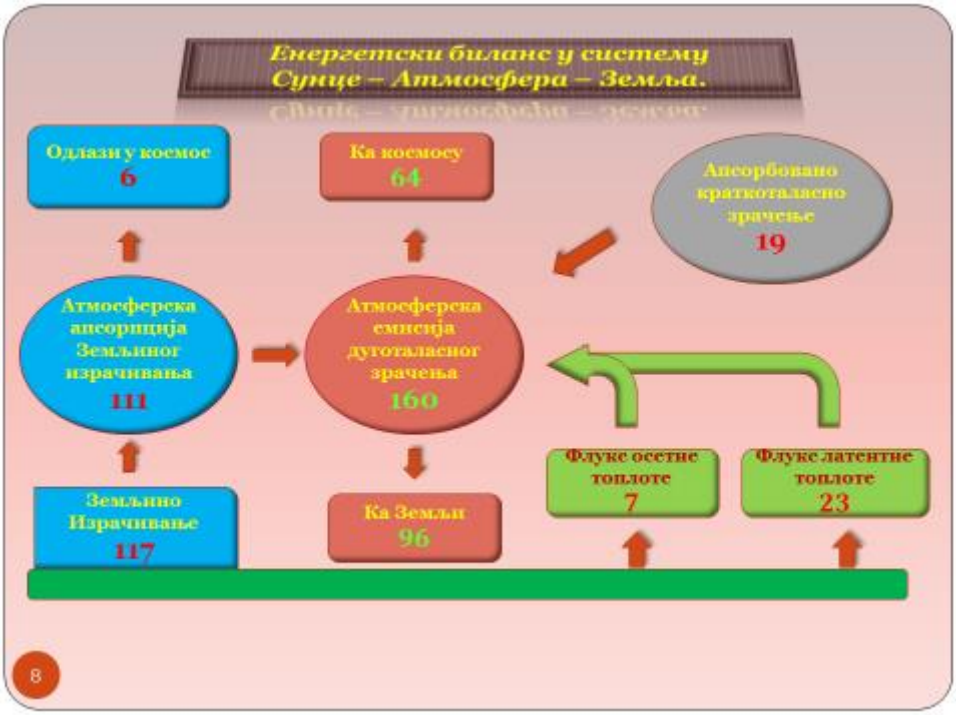
Физички систем може на различите начине да реагује на принос или губитак енергије. Ако се додавање или одузимање топлоте неком телу манифестује као повишење или снижење његове температуре онда говоримо о ***осетној топлоти***. С друге стране, подсетимо се да приликом ***фазних прелаза*** (испаравање, кондензација, топљење и мржњење) такође долази до размене енергије. Међутим у овом случају се то не уочава кроз промену температуре. Посматрајмо, као илустрацију, чашу напуњену водом. Уколико чашу оставимо отворену довољно дуго сва вода из чаше ће испарити а температура воде ће све време остати непромењена (блиска температури околног ваздуха). Уколико би, пак, израчунали колико је енергије вода из чаше преузела од околног ваздуха у овом процесу испаравања дошли би смо до изненађујућег резултата. Та енергија би била довољна да се шестоструко већа количина воде загреје од 0 ^{o}C до 100 ^{o}C. С обзиром да нисмо уочили никакву промену температуре може нам деловати као да се та енергија негде сакрила па се тако и назива: скривена или латентна енергија или уобичајено ***латентна топлота***. Иста количина енергије би се ослободила уколико би дошло до кондензације водене паре. Према томе, енергија се увек троши при прелазу супстанце у више енергетско стање (из чврстог у течно или из течног у гасовито) или се ослобађа при обрнутим прелазима.

У атмосфери се транспорт топлоте путем конвекције обавља у форми осетне и латентне топлоте. Осетна топлота се вртлозима преноси са топлије површине у хладније више слојеве атмосфере где се они мешају са околним ваздухом. Обрнути транспорт се одиграва када је ваздух топлији од површине. Транспорт латентне топлоте је повезан с транспортом водене паре. На пример, изнад неке површине која испарава латентна топлота бива придодата делићу ваздуха посредством водене паре. Пошто делић оде на већу висину, где су температуре по правилу ниже, долази до кондензације водене паре те се латентна топлота потом ослобађа и загрева делић ваздух. Овим процесом ћемо се детаљније бавити у наставку књиге а на овом месту још напоменимо да Земљина атмосфера, гледана у целини, највише енергије прими управо овим процесом испаравања-кондензације што неупућеном читаоцу може да звучи изненађујуће.

3.2.7 Топлотни биланс система Земља-атмосфера

Сумарно разматрање врста и величина појединих компонената енергетског биланса атмосфере обављено је више пута последњих деценија, сваки пут са баш занемарљивим променама у односу на претходна разматрања. Нама најзанимљивији овакав ауторитаван приказ потиче из чланка МекКракена (MacCrackena, 1985), саставног дела обимне

студије "Пројекција климатских ефеката повећавања концентрације угљен-диоксида" Секретаријата за енергију Сједињених Америчких Држава.



Слика 3.12 Топлотни биланс атмосфере.

Овај сумарни приказ репродукован је на слици 3.12. Вредности токова енергије на слици приказане су у процентима средњег флукса зрачења који на Земљу долази са Сунца; тако да укупно краткоталасно зрачење које долази на горњу границу атмосфере износи 100 јединица. Треба подвући да су приказане вредности само процене, са тачношћу колико се то до сада дало учинити. Последње вредности се нпр. и за по неколико процената, чак и по 5-6 у три случаја, разликују од вредности према ранијим студијама.

Од долазећег сунчевог зрачења атмосфера директно апсорбује 22,9% и то тако да водена пара, угљен-диоксид, прашина и озон апсорбују 19% док облаци апсорбују 3,9%. Око 29,9% бива рефлектовано, од тога преко половине од облака (17%), мањи део од молекула ваздуха (6,2%), и најзад најмањи од површине океана и копна (6,7%). Преостали део, око 47,2% апсорбује површина Земље.

Атмосфера се првенствено загрева дуготаласним зрачењем: око 116,1 јединица у виду зрачења одлази са површине увис од чега атмосфера апсорбује око 104,4 јединице. Можда је изненађење што је износ енергије која у виду зрачења одлази са површине у вис већи од 100%. Треба се, међутим, подсетити да је средња годишња температура површине Земље виша за око 33 ^{0}C од еквивалентне температуре Земље. Али ако поставимо питање којим путем се површина Земље највише *хлади* видимо да је то губитком топлоте испаравањем (23,8 %). Транспорт латентне топлоте у атмосферу је према подацима на слици већи од збира губитака топлоте површине дуготаласним зрачењем (116,1% - 97,7%) и транспортом осетне топлоте (5%). Од гасова који се налазе у атмосфери најефикаснији апсорбер дуготаласног земљиног зрачења је водена пара, па затим угљен-диоксид и озон тј. већ поменути гасови "стаклене баште". Око 9% енергије инфрацрвеног зрачења одлази неапсорбовано у васионски простор. Напоменимо да се ово првенствено догађа унутар атмосферског "прозора”.

3.3 ТОПЛОТНИ РЕЖИМ ЗЕМЉИШТА И ВОДЕ

Земљиште је доња граница атмосфере и својеврсни "грејач" и "расхлађивач" атмосфере. Ова трокомпонентна средина обједињујући у себи: воду, ваздух, чврсту и органску материју, различито загревајући и хладећи атмосферу изнад различитих подлога, доприноси појави многих процеса у њој. Поменимо само циркулације различитих временских и просторних размера које настају као директна последица температурних контраста подлога, насталог услед њиховог различитог загревања. Земљиште је интересантно и са становишта загревања његових дубљих слојева. Понекад овај сложени систем није могуће увек у потпуности сагледати са становишта апроксимације да се оно у физичком смислу третира као чврсто полубесконачно тело кроз које се топлота простире механизмом провођења. Топлотна проводност земљишта изразито зависи од садржаја: воде, ваздуха, и чврсте фазе тако да се простирање топлоте у дубље слојеве одвија мало другачије него што би се то дешавало под условом да је топлотна проводност константна.

Ова глава ће бити посвећена образложењу механизма загревања земљишта како његове активне апсорпционе површине тако и дубљих слојева, полазећи од дефиниције његове активне апсорпционе површине. Крај главе је резервисан за опис механизма загревања и хлађења водених басена, који, такође, као активна апсорпциона површина учествују у загревању атмосфере.

3.3.1 Активна површина

У метеорологији а и у неким другим наукама често се употребљава појам - "површина Земље". Позабавићемо се овим појмом уз покушај да га строжије дефинишемо, наравно са становишта његове употребе у метеорологији. По правилу под појмом "површина" у многим наукама подразумева се раван која раздваја две различите средине. Сама површина не поседује ни енергију ни масу, међутим, истовремено она се појављује и као област где се одигравају веома важни процеси размене и трансформације енергије и масе.

Међутим, проблеми настају када површину треба дефинисати у природним условима. У том случају, на пример, она може: да се нађе у стању кретања (вода), бити полупропустљива за зрачење (лед, снег, вода, вегетациони покривач), да се састоји из мноштва малих елемената (лишће на дрвећу), да има храпаву структуру услед присуства високих препрека, зграда у градовима итд. Према томе то је слој, стилизовано назван површина, у ком се велики део енергије зрачења апсорбује, рефлектује, израчује и где се одиграва основна трансформација свих видова енергије (зрачне у топлотну, топлотне у топлоту фазних прелаза, итд.) и масе (фазни прелази воде). Коначно, то је површина на коју падају падавине и место изразитог утицаја на ваздушна струјања. Напоменимо да је за ову површину, као синоним, у употреби и израз активна *апсорпциона повшина*.

3.3.2 Загревање и хлађење земљишта

Топлотни режим активне површине земљишта углавном је одређен билансом зрачења. Боја, састав и структура земљишта одређују и износ краткоталасног зрачења који се абсорбује или израчи од стране активне површине земљишта. На пример, тамна земљишта, која имају мали албедо, се током дана више загреју али и брже охладе ноћу него, пак, светлија земљишта. Када је биланс зрачења позитиван активна површина земљишта предаје топлоту дубљим слојевима земљишта и ваздуху. Ако је, с друге стране, зрачни биланс негативан, топлота се из дубљих слојева земљишта а делом и из ваздуха преноси на активну површину земљишта.

При загревању или хлађењу земљишта незаобилазан је и допринос кондензације водене паре и испаравања воде, процеса који се одигравају на активној површини земљишта. При кондензацији ослобађа се латентна топлота кондензације која се троши на загревање земљишта. Међутим, приликом испаравања део топлоте у земљишту троши се у виду латентне топлоте испаравања. Коначно, део топлоте у земљишту троши се и на хемијске и биолошке процесе: растварање соли, усвајање хранљивих материја од стране кореновог система, итд.

Простирање топлоте кроз неку средину зависи и од топлотно-физичких карактеристика те средине тј. специфичне топлоте и топлотне проводности. Тако је и са земљиштем при чему та зависност није тако очигледна као код једнокомпонентних средина. Наиме код земљишта су присутне три компоненте: чврста (органска и неорганска), течна (вода) и гасовита (ваздух). Управо из разлога што је земљиште вишекомпонентна средина обично се дефинишу две врсте специфичне топлоте: тежинска специфична топлота земљишта и запреминска специфична топлота земљишта. ***Тежинска специфчна топлота земљишта*** c_t, је количина топлоте коју треба довести јединици масе земљишта да би се његова температура повисила за 1 ^{0}C, док је ***запреминска специфична топлота земљишта*** c_V, количина топлоте коју је потребно довести јединичној запремини земљишта да би му се температура повисила за 1 ^{0}C. Треба приметити да из наведених дефиниција следи да су јединице за тежинску и запреминску специфичну топлоту J kg^{-1} ^{0}C^{-1}, J m^{-3} ^{0}C^{-1}, редом. Између запреминске специфичне топлоте и тежинске специфичне топлоте земљишта постоји веза која има облик

$$c_v = \rho_z c_t, \tag{3.19}$$

где је са ρ_z обележена густина земљишта. У метеорологији је у употреби углавном запреминска специфична топлота те ћемо је у даљем излагању, у оквиру овог курса, користити и ми. У зависности од састава чврсте компоненте земљишта, вредности запреминске специфичне топлоте налазе се у опсегу од $0{,}80\times10^6$ J m^{-3} ^{0}C^{-1} до $1{,}92\times10^6$ J m^{-3} ^{0}C^{-1}. Међутим, запреминска специфична топлота земљишта значајно зависи и од степена испуњености земљишних пора ваздухом и водом чије су запреминске специфичне топлоте $1{,}256\times10^3$ J m^{-3} ^{0}C^{-1} и $4{,}18\times10^6$ J m^3 ^{0}C^{-1}, редом. Уочимо на овом месту још једном изузетност физичких карактеристика воде. Видимо да је запреминска специфична топлота воде два пута веће него земљишта. Уколико би се упоредиле тежинске специфичне топлоте воде и чвртсе фазе земљишта оне би се разликовале три пута. Иначе у природи постоји мало материјала који имају већу запреминску специфичну топлоту од воде (течни водоник, течни амонијак) али се они не могу срести у природи у значајној количини. Из овога следи да сува земљишта, чије су поре испуњене ваздухом, имају мању специфичну топлоту него влажна земљишта. Коначно то условљава да се, при истој количини доспеле или одате топлоте, сува земљишта брже загревају или хладе него влажна земљишта.

Као мера способности земљишта за провођење топлоте узима се ***топлотна проводност,*** λ_z. Она представља количину топлоте која за 1 s протекне кроз основу стуба

земљишта површине 1 m^2 и висине 1 m, при постојању температурне разлике од 1°C између његових основа. Или ако запишемо јединицу - J m^{-1} s^{-1} $^0C^{-1}$. Вредности топлотне проводности за поједине природне средине, дате су у табели 3.2. Пажљивом инспекцијом ове табеле може се уочити да топлотна проводност земљишта зависи од: величине и врсте честица земљишта, његове порозности и садржаја влаге. Од наведених параметара садржај влаге је једини параметар чија је вредност подложна брзим променама. Ово повећање настаје због тога што вода побољшава контакт између честица земљишта, истовремено истискујући, из земљишних пора, ваздух који је лош проводник.

Средина	Карактеристика Средине	$\rho_z \times 10^3$ (kg m^{-3})	$c_t \times 10^3$ (J kg^{-1} ^0C)	$C_V \times 10^6$ (J m^{-3} ^0C)	λ_z (J $s^{-1}m^{-1}$ ^0C)	$k_z \times 10^{-6}$ (m^2s^{-1})
Земљиште						
Пешчано	(порозност 40%)					
	Суво	1,60	0,80	1,28	0,30	0,24
	Влажно	2,00	1,48	2,96	2,20	0,74
Глиновито	(порозност 40%)					
	Суво	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18
	Влажно	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51
Тресетно	(порозност 80%)					
	Суво	0,30	1,92	0,58	0,06	0,10
	Влажно	1,10	3,65	4,02	0,50	0,12
Снег						
	Свеж	0,10	2,09	0,21	0,08	0,10
	Стари	0,48	2,09	0,84	0,42	0,40
Лед						
	чист (0°C)	0,92	2,10	1,93	2,24	1,16
Вода						
	Мирна (4°C)	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14
Ваздух						
	Миран (10°C)	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50
	Усковитлан	0,0012	1,01	0,0012	~125	$\sim 10 \cdot 10^7$

Табела 3.2 Топлотно-физичке карактеристике природних средина де Фриз (de Vries, 1963).

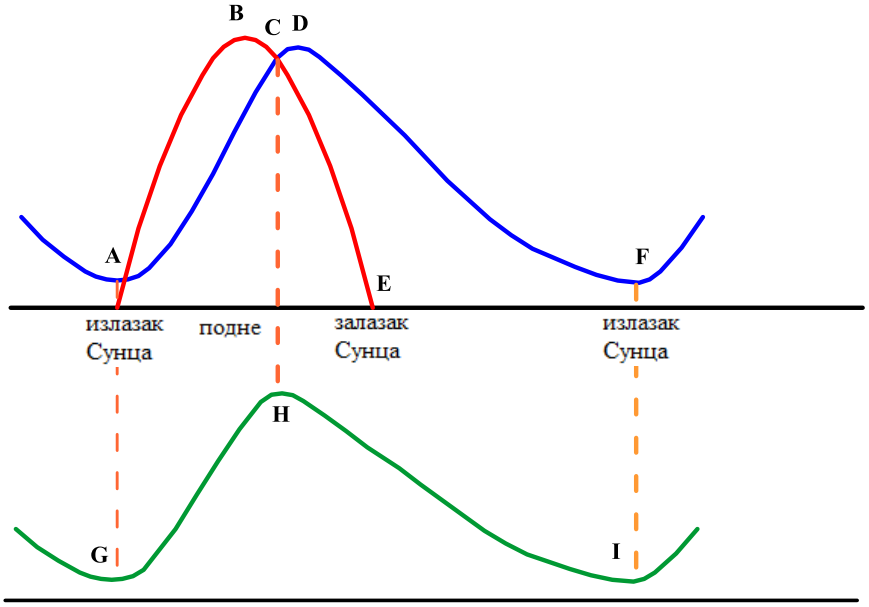
Промена температуте земљишта је обрнуто пропорционално његовој запреминској специфичној топлоти док је брзина простирања топлоте у дубље слојеве, управо пропорционална његовој топлотној проводности. Однос топлотне проводности земљишта λ_z и његове запреминске специфичне топлоте c_V (који ћемо да обележимо са k_z), тј.

$$k_z = \frac{\lambda_z}{c_V}, \tag{3.20}$$

је једна, у метеорологији често употребљавана, топлотно-физичка карактеристика позната као ***температурна проводност***. Она је мера брзине којом се промене температуре настале на површини земље простиру у дубље слојеве земљишта и изражава се у m^2 s^{-1}. Ова топлотно-физичка карактеристика земљишта зависи од састава земљишта и од садржаја влаге у земљишту. Зависност температурне проводности од садржаја влаге у земљишту манифестује се и преко топлотне проводности земљишта и преко његове запреминске специфичне топлоте. Међутим, с увећањем садржаја влаге топлотна проводност земљишта се брже увећава него његова запреминска специфична топлота тако да влажна земљишта имају већу температурну проводност него сува земљишта.

3.3.3 Дневни и годишњи ход температуре на површини земљишта

Промене температуре на површини земљишта у току од 24 сата а које су повезане са ротацијом Земље у том периоду, називају се ***дневни ход температуре*** *на површини земљишта.* За дужи период времена овај ход температуре показује периодична колебања са једним максимумом и једним минимумом. Минимум се може осмотрити пред излазак Сунца док се максимум температуре земљишта обично јавља један сат после локалног поднева односно између 13 и 14 сати по локалном времену. Илустрација процеса који доводе до оваквог дневног ход температуре земљишта је приказана на слици 3.13. На тој слици је црвеном линијом (ABE) приказан дневни ход глобалног зрачења. Плава линија (ADF) представља дневни ход ефективног зрачења док зелена линија (GHI) означава дневни ход температуре земљишта.



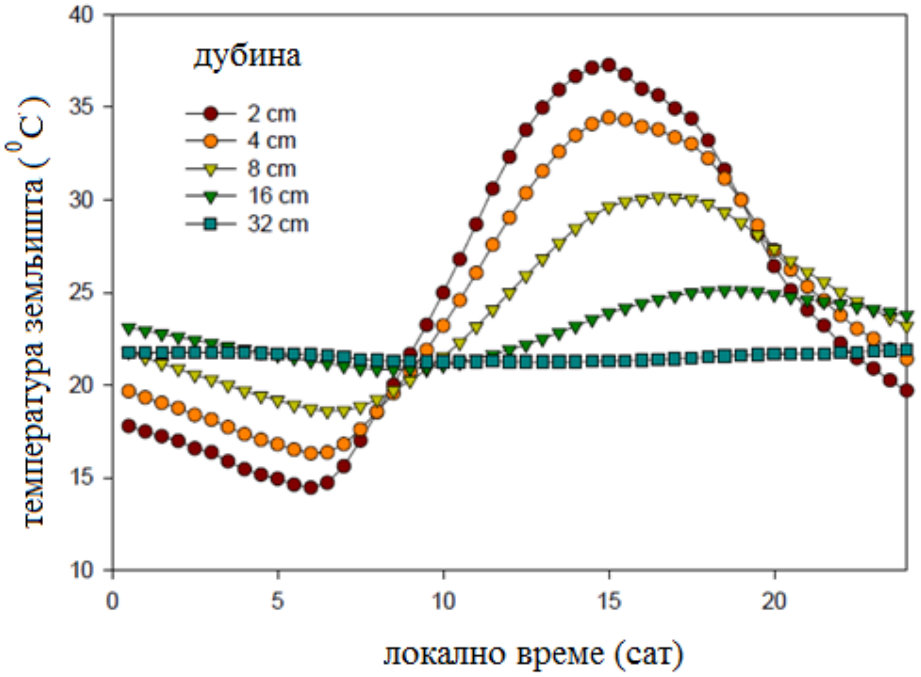
Слика 3.13 Дневни ходови: глобалбог зрачења (црвена линија ABE), ефективног зрачења (плава линија ADF) и температуре земљишта (зелена линија GHI).

У тренутку изласка Сунца интензитет глобалног зрачења је једнак нули и почиње да се повећава тако да убрзо прекорачује вредност ефективног зрачења (тачка A). У наредном периоду, до локалног поднева (тачка B), интензитет глобалног зрачења се увећава и увек остаје већи од ефективног зрачења. Када је интензитет глобалног зрачења већи од ефективног зрања земљиште прима већу количину енергије него што је губи те се његова температура повећава. Дакле у периоду од изласка Сунца до поднева температура земљишта расте. Кад прође подне интензитет глобалног зрачења почиње да се смањује али остаје већи од ефективног зрачења све до тачке C када се ове две вредности изједначавају и температура земљишта тада постиже свој максимум. После овог тренутка интензитет глобалног зрачења опада све до тренутка заласка Сунца (тачка E). Током овог периода а и касније, све до изласка Сунца наредног дана (тачка I), интензитет глобалног зрачења је мањи од ефективног зрачења те се земљиште хлади. Као што се са слике виде ова температура постиже свој минимум управо у тренутку изласка Сунца наредног дана. Овакав дневни ход температуре на површини земљишта могуће је осмотрити при ведром времену (сл. 3.14). Иначе тај ход може бити нарушен разним непериодичним променама у атмосфери као што су, на пример, прелазак фронтова, облачност, појава падавина итд.

У метеорологији дневне промене температуре земљишта могу да се анализирају и преко разлике његове максималне и минималне температуре. Та разлика се зове

амплитуда дневног хода или често уптребљаван израз ***дневно колебање***. На њену величину утиче читав низ фактора. Побројаћемо неке.

Годишње доба. У летњем периоду амплитуда достиже највеће износе док је зими најмања. У умереним ширинама, током лета она достиже у просеку 10-20 ^{0}C а понекад и веће вредности. Током зиме амлитуда у просеку достиже вредност 5-10 ^{0} C.



Слика 3.14 Дневни ход температуре земљишта на различитим дубинама у месту Драј (Калифорнија, С.А.Д.)

Географска ширина места. Амплитуда дневног хода температуре земљишта углавном је условљена подневном висином Сунца, која се смањује са порастом географске ширине. Због тога се и амплитуда, такође, смањује како се иде према већим географским ширинама. Највеће дневне амплитуде се могу осмотрити у суптропским ширинама или тачније у пустињама где је присутно велико ефективно израчивање а сагласно томе и јако хлађење површине земљишта током ноћи.

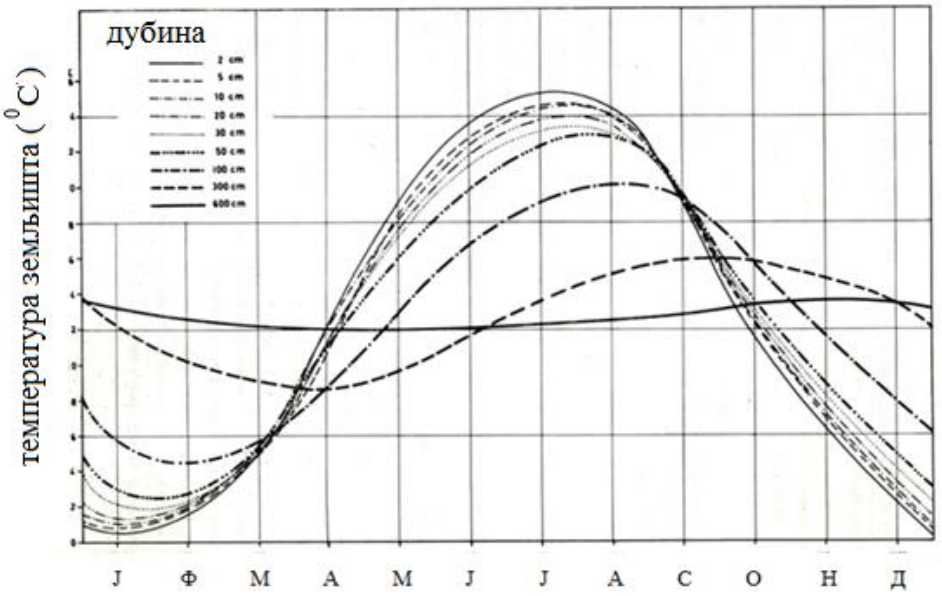
Облачност. Када је дан облачан амплитуда на површини земљишта је мања него када небо није прекривено облацима. Облаци током дана задржавају краткоталасно зрачење док током ноћи осетно умањују ефективно израчивање.

Специфична топлота и топлотна проводност земљишта. Амплитуда дневног хода на површини земљишта је обрнуто пропорционална специфичној топлоти земљишта. Што је већа његова специфична топлота то је и спорије његово загревање током дана али и хлађење током ноћи - дакле амплитуда је мања. На сличан начин може да се објасни и зависност амплитуде од топлотне проводности земљишта. Већа топлотна проводност повлачи и мање промене у температури на површини земљишта.

Боја земљишта. Амплитуда дневног хода температуре на површини тамних земљишта је знатно већа него код светлих земљишта. Разлог лежи у чињеници да је способност апсорпције и израчивања више изражена код тамних него код светлих земљишта.

Вегетациони и снежни покривач. Вегетациони покривач смањује амплитуду дневног хода температуре на површини земљишта. Разлог је једноставан будући да је сада активна површина на површини вегетационог покривача. Дакле, највећа апсорпција краткоталасног зрачења, током дана, као и највеће израчивање, током ноћи, одиграва се на површини вегетационог покривача а не на површини земљишта. Зими, снежни покривач, због своје мале температурне проводности спречава превелико хлађење

површине земљишта током ноћи. Дању, пак, он рефлектује добар део краткоталасног зрачења што проузрокује мање загревање активне површине а тиме и површине земљишта. Резултат је мања амплитуда без обзира што понекад јутарњи минимум може да има малу вредност.



Слика 3.15 Годишњи ход температуре земљишта на различитим дубинама у Новом Саду (Катић и др., 1979).

Експозиција падина. Изложеност падина је чинилац који доста утиче на температуру на површини земљишта као и на амплитуду њеног дневног хода. На пример, јужне падине се јаче загревају али максимум температуре земљишта може да се осмотри не на јужној страни већ нешто западније. Потоња чињеница може да се објасни тиме да се загревање источне падине одиграва у јутарњим сатима, при ниској температури ваздуха, када му земљиште предаје знатну количину топлоте. Осим тога у јутарњим сатима на падинама може да буде присутна и роса. Према томе додатна количина топлоте троши се на њено испаравање. Западне падине се загревају у поподневним сатима при високим температурама ваздуха и сувљем земљишту мањим садржајем влаге.

Може да се уочи да од 7 побројаних фактора њих 6 свој утицај остварују посредно преко промене интензитета зрачења. Наиме, фактори који умањују интензитет зрачења, како краткоталасног тако и дуготаласног, у ствари умањују и дневно колебање температуре. Наравно, важи и обратно, фактори који увећавају интензитете зрачења повећавају и дневно колебање температуре земљишта. Имајући у виду претходно објашњење дневног хода температуре земљишта јасно је зашто је то тако.

Промена температуре на површини земљишта током године назива се ***годишњи ход температуре*** *на површини земљишта.* Годишњи, као и дневни ход, условљен је приходом и расходом топлоте који су, опет, углавном условљени краткоталасним зрачењем. Могло би се очекивати да темепратура земљишта у свом годишњех ходу максимум постиже у тренутку летњег солстицијума (на северној хемисфери то је 22. јун) када је зенитна висина Сунца највећа. Међутим то се не догађа јер се топлота у првој половини топлог дела године акумулира у зељишту и стога његова температура расте. Након што Сунце прође тачку летњег солстицијума дневна сума глобалног зрачења почиње да опада али је и даље већа од дневне суме ефективног зрачења. Стога температуре и даље расте да би свој максимум достигла у јулу, пет недеља после летњег солстицијума. После овог датума, дневна сума ефективног зрачења надмашује дневну суму глобалног зрачења те се земљиште хлади. Овај пад температуре се опажа све до

друге половине јануара (пет недеља после зимског солстицијума) када се јавља минимум температуре земљишта.

Разлика између највише и најниже средње месечне температуре на површини земљишта назива се ***амплитуда годишњег хода*** или ***годишње колебање***. Она у највећој мери зависи од географске ширине места и то тако да се повећава са порастом географске ширине. Наведимо пример који је илустративан. У екваторијалним ширинама она, у средњем, износи 3 ^{0}C док у поларним областима прелази и 70 ^{0}C. Осим географске ширине на амплитуду годишњег хода значајног утицаја имај локални распоред копна и мора као и вегетациони и снежни покривач.

3.3.4 Простирање топлоте и температурних промена у дубље слојеве земљишта

Током дана док траје загревање, као што је истакнуто, највећи приход топлоте је на активној површини земљишта. Међутим, као што се може видети са слике 3.14, температура земљишта се постепено снижава идући ка дубљим слојевима. То је могло и да се очекује будући да се топлота у дубље слојеве земљишта преноси механизмом молекуларног провођења. Са исте слике се види да је температурни градијент $\Delta\bar{t}/\Delta z$

$$\frac{\Delta\bar{t}}{\Delta z} = \frac{\overline{t_2} - \overline{t_1}}{z_2 - z_1}, \tag{3.21}$$

током дана негативан. У ноћним сатима ситуација је обрнута. Површина земљишта се интензивно хлади, знак температурног градијента је позитиван тако да се топлота проводи од дубљих слојева ка површини земљишта. У последњем изразу с цртом су означени временски средњаци температура t_1 и t_2 на мањој и већој дубини z_1 и z_2, редом. Очигледно је да количина топлоте Q_z која се проведе између два слоја земљишта зависи од средњег температурног градијента $\Delta\bar{t}/\Delta z$ али и од топлотне проводности земљишта λ_z. Та зависност има облик

$$Q_z = -\lambda_z \frac{\Delta\bar{t}}{\Delta z}, \tag{3.22}$$

Негативан знак испред члана на десној страни једначине по конвенцији значи да је током дана, када је температурни градијент $\Delta\bar{t}/\Delta z$ негативан, проток топлоте позитиван и усмерен је у дубље слојеве земљишта. Ноћу је обрнуто, температурни градијент је позитиван, а проток топлоте је усмерен ка површини земљишта.

Промене температуре земљишта током дана или године, на разним дубинама, су правилније изражене него што је то случај са дневним или годишњим ходовима других метеоролошких елемената. На сликама 3.14 и 3.15, редом, приказани су дневни и годишњи ходови температуре земљишта на различитим дубинама. Промене температуре у близини површине земљишта имају изразито таласни карактер и оне лепо прате одговарајуће промене температуре на самој површини земљишта. Температурни талас се простире у дубље слојеве тако да му се амплитуда смањује при чему се максимуми и минимуми температура, на већим дубинама, јављају касније него на површини земљишта. Као што је већ раније истакнуто то продирање температурног таласа зависи од температурне проводности земљишта k_z. Наиме зависност амплитуде температурног таласа $\Delta\bar{t}$ на некој дубини z може да се одреди преко израза

$$\bar{t} = \Delta\bar{t_0} e^{-z\sqrt{\pi/(\tau_z k_z)}} \tag{3.23}$$

где је: $\bar{t_0}$- амплитуда температурног таласа на површини земљишта, τ_z - период од 1 или 365 дана.

Из последњег израза лако се уочава да амплитуда дневних промена температуре земљишта у дубљим слојевима, доста брзо опада. Тако, да се на некој дубини дневне промене температуре земљишта практично своде на нулу. Та дубина назива се *дубина константне дневне температуре* а слој земљишта испод ње - *слој константне дневне температуре.* За различите типове земљишта дубина константне дневне температуре се креће од 70 cm до 1 m. На пример, за слабо карбонатни чернозем лесне терасе Јужне Бачке она износи око 0,4 m. Као код дневних тако и за годишње промене постоји дубина до које се опажају промене температуре земљишта. То је *дубина константне годишње температуре* а слој испод ње - *слој константне годишње температуре.* Дубине, од које почињу слојеви константне дневне или годишње температуре очигледно зависе од температурне проводности земљишта. Код земљишта са малом температурном проводношћу, дубине константне дневне и годишње температуре су мале. На пример, код тресетног и сувог земљишта дубина дневне константне температуре је већ на 25 cm.

Дубине константних дневних Z_d и Z_g годишњих температура повезане су релацијом

$$\frac{Z_d}{Z_g} = \sqrt{\frac{\tau_{d,z}}{\tau_{d,g}}} \tag{3.24}$$

где су $\tau_{d,z}$ и $\tau_{g,z}$, редом, периоди дневних и годишњих промена температуре земљишта. Овај израз се може релативно лако добити применом Фуријеове (Fourier) анализе на дневни и годишњи ток температуре земљишта. Уколико, у њега ставимо, уместо $\tau_{d,z}$ и $\tau_{g,z}$ њихове одговарајуће вредности 1 дан и 365 дана добијамо једноставан приближан израз

$$\frac{Z_d}{Z_g} \approx \frac{1}{19} \tag{3.25}$$

који може да нам послужи за приближно одређивање дубине константне годишње температуре уколико нам је позната дубина константне дневне температуре.

Максималне и минималне температуре земљишта у дубљим слојевима појављују се касније у односу на време појаве екстремних температура на површини земљишта. Време појаве екстремних температура на некој дубини пропорционално је тој дубини. Осматрања указују на чињеницу да у средњем, времена појаве екстремних температура, у току дана, касне 2,5 do 3,5 сата на сваких 10 cm дубине (слика 3.13) док је у току године то кашњење 20-30 дана (сл. 3.15 и табела 3.3).

дубина (cm)	2	5	10	20	30	50	100
минимум (^oC)	0,6	0,7	0,8	11,4	1,9	3,0	4,7
максимум (^oC)	25,4	24,7	24,0	23,4	23,0	22,3	20,2
амплитуда (^oC)	24,8	24,0	23,2	22,0	21,1	19,3	15,5
датум појаве минимума	17.I	18.I	18.I	22.I	24.I	29.I	13.II
датум појаве максимума	17.VII	18.VII	20.VII	23.VII	25.VII	30.VII	14.VIII

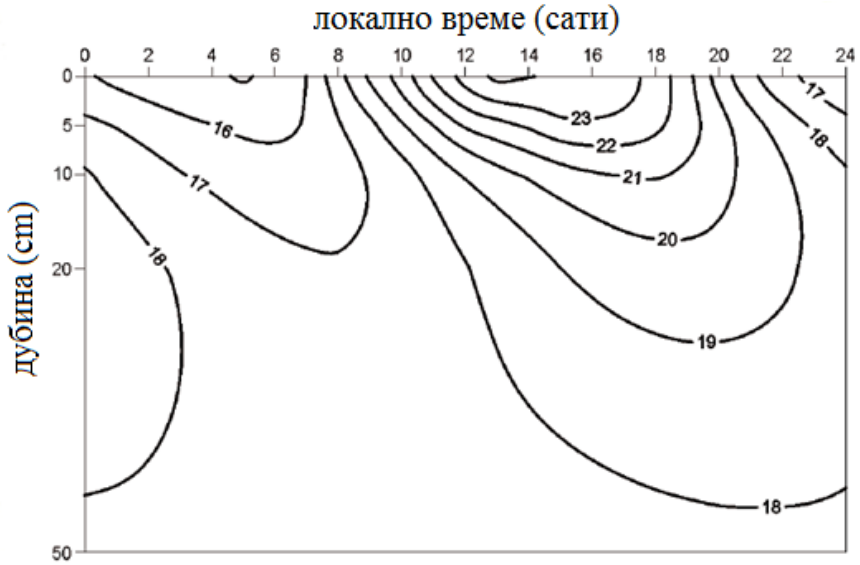
Табела 3.3 Годишње екстремне температуре, амплитуде и датуми наступања екстремних температура земљишта, на дубинама до 1 m, на Римским Шанчевима за период 1957-1980.

3.3.5 Промене температуре земљишта са дубином

Профил температуре у земљишту зависи од доба дана и године. Отуда и два основна профила температуре земљишта - *инсолациони* тип и *радијациони* тип. Код инсолационог типа, температура земљишта опада са дубином док при радијационом типу, расте. Инсолациони тип је карактеристичан за временске интервале када је биланс зрачења позитиван док је радијациони карактеристичан за временске интервале када је он негативан.

У умереним ширинама, инсолациони тип је заступљен током дана док је радијациони тип заступљен - ноћу. У вечерњим сатима када преовлађује израчивање површине земљишта, температура у слојевима ближим површини земљишта, се снижава. Потом, идући ка дубљим слојевима температура расте. У јутарњим сатима површина земљишта се највише загрева тако да температура земљишта почиње да опада са дубином. У дубљим слојевима задржава се ноћни профил температуре тј. пораст температуре с дубином.

Промена средње месечне температуре земљишта са дубином током године има сезонски карактер. У летњим месецима у средњем преовлађује инсолациони тип док током зиме је заступљен радијациони тип. У јесен у дубљим слојевима се још увек задржава профил температуре карактеристичан за лето мада у слојевима ближим површини земљишта почиње да преовлађује радијациони тип расподеле. Отуда, на некој дубини се образује топао слој, између два хладнија слоја, од ког се температура снижава идући и ка дубљим слојевима и ка површини земљишта. У пролеће ситуација је обрнута. У дубљим слојевима се образује хладан слој што за последицу има снижење а потом повишење температуре земљишта с дубином.



Слика 3.16 Геотермоизоплете средњих часовних температура земљишта (^{0}C) до 50 cm измерених у месецима јун, јул и август у периоду 2004-2005. године на експерименталном пољу Одељења за климатологију Универзитета „Адам Мицкојевич“ у Познању, Пољска [Бедноpз и Колендович (Bednorz and Kolendowicz, 2010)].

За процену профила температуре земљишта испод дубине константне температуре, драгоцене, мада не и потпуне, информације се добијају осматрањем у рудницима, тунелима и бушотинама. Та осматрања указују на непрекидан пораст температуре земљишне коре на великим дубинама. Овакав профил температуре се објашњава утицајем топлоте која долази из унутрашњости земљишне лопте. Пораст

температуре у дубоким слојевима карактерише се *геотермичким градијентом* који у средњем износи 3,3 ^{o}C/100 m.

За разне анализе у метеорологији и пољопривреди потребно је понекад да се познаје и расподела температуре земљишта, на неком месту, у простору и времену. За такво приказивање обично се користе средње месечне температуре за вишегодишњи низ података. Графички приказ се том приликом обавља у координатном систему у ком се на апсцисну осу наносе месеци а на ординатну осу дубине. У тачкама тако добијене мреже уписују се средње месечне температуре. Неким интерполационим поступком нађу се тачке са истим вредностима температуре а потом се споје глатким линијама - *геотермоизоплетама* (сл. 3.16).

Осим представе о просторно-временској расподели температуре земљишта на различитим дубинама анализом поља термоизоплета може да се дође и до других информација. На пример, о годишњој промени температуре на некој дубини, промени температуре са дубином за неки месец, средњој месечној температури земљишта за сваку дубину и сваки месец, итд.

Вегетациони покривач и снежни покривач значајно утичу на профил температуре у земљишту. Током дана вегетациони покривач на својој површини највише апсорбује краткоталасно зрачење а током ноћи највише зрачи дуготаласно зрачење. Резултат тога је слабије загревање али и слабије хлађење површине земљишта. Снежни покривач, због мале температурне проводности снега спречава интезивно хлађење површине земљишта ноћу, али и његово загревање током дана због великог албеда снега.

месец	дубина (cm)				
	0	20	40	80	160
фебруар	-7,2	-6,4	-5,4	-3,9	-1,6
јул	4,3	3,9	3,4	2,2	0,6

Табела 3.4 Разлика између температура голог земљишта (^{o}C) и земљишта под природним покривачем, на различитим дубинама у Санкт Петербургу [Хромов (Хромов, 1983)].

Слабије загревање али и хлађење површине земљишта под природним покривачем (вегетациони или снежни покривач) проузрокује и веће разлике у између температура земљишта испод голе површине и природног покривача. То се јасно види из табеле 3.4 где је у фебруару голо земљиште хладније а у јулу топлије, с тим што се те разлике смањују с дубином. Као што је већ истакнуто, облачност доприноси снижењу температуре на површини земљишта а дакако и на већим дубинама. Падавине у течном стању, такође, утичу на профил температуре у дубљим слојевима смањујући температурне разлике између суседних слојева у земљишту.

У зиму, температура земљишта се обично спусти испод 0 ^{o}C тако да долази до *измрзавања земљишта*. Вода у земљишту се замрзне тако да земљиште постане тврдо. Међутим, због присуства разних соли у земљишту процес измрзавања може да започне тек на температурама које су испод 0 ^{o}C. Потом процес измрзавања постепено захвата и дубље слојеве. Дубина која бива захваћена овим процесом зависи од: топлотно-физичких својстава земљишта, његове влажности, вегетационог покривача и висине снежног покривача. На пример, у влажним земљиштима дубина измрзавања је мања него у сувим због ослобађања латентне топлоте кондензације. Или, голо земљиште се више измрзава него, пак, земљиште под вегетацијом. На неким деловима континената, због климатских услова земљиште може да буде замрзнуто и годинама. На пример, у Русији земљишта која су смрзнута годинама обухватају површину од чак 9000000 km^2 (Сибир, поларне области).

Уколико нам је позната дубина до које се осећају годишње промене температуре земљишта можемо израчунати колико се топлотне енергије акумулира у земљишту

током године. Та количина топлоте, обрачуната по јединици површине, се израчунава преко једначине:

$$Q = Hc\rho(T_{max} - T_{min}), \tag{3.25}$$

где је H, дубина сталне годишње температуре, c топлотни капацитет земљишта, ρ густина земљишта док су T_{max}, T_{min} годишња максимална и минимална средња температура посматраног слоја земљишта.

3.3.6 Загревање и хлађење водених басена

За разумевање процеса загревања и хлађења воде потребно је узети у обзир и неколико нових момената који при посматрању загревања и хлађења земљишта нису били присутни, или су били присутни у мањој мери.

Вода је флуид тако да се њени делићи одликују великом покретљивошћу. Та покретљивост је мања или већа у зависности од тога колика је маса воде коју посматрамо - да ли се ради о бари, језеру, малом одвојеном мору, или океану.

Површински слој воде веома добро апсорбује инфрацрвено зрачење. Њена емисиона способност је готово једнака емисионим способностима других природних површина и износи око 0,96. Када је у питању дуготаласно зрачење услови апсорпције и емисије дуготаласног зрачења земљишта и водених базена мало се разликују. Ситуација је сасвим другачија када је у питању краткоталасно зрачење. За њега је вода делимично *дијатермна* (пропустљива). Пропустљивост воде у природним резервоарима много зависи од састојака који се у води налазе. Јадранско море, на пример, је веома провидно зато што у њему нема много чврстих састојака. Од краткоталасног зрачења ултраљубичасто зрачење највише може да продре на значајну дубину воденог басена и тако га загреју. Та дубина може да буде и по неколико метара. Вода има релативно велики топлотни капацитет. На пример, слој океана дебљине од свега 3 м има топлотни капацитет отприлике једнак топлотном капацитету целокупне атмосфере.

Густина воде се мења, и то првенствено у зависности од температуре и салинитета. Специфичност зависности густине воде од температуре је опште позната, с максималном густином при температури од 4 ^{o}C. И на овом месту можемо уочити изузетност воде. Наиме, густина осталих материјала које срећемо у природи, по правилу опада са порастом температуре у целокупном интервалу температура. Као што смо навели за воду постоји температура на којој јој је густина максимална. Мада се салинитет океана не мења много, отприлике 3,4% до 3,6%, његов утицај на густину није занемарљив у поређењу с утицајем промена температуре.

Коначно, вода се испарава. Испаравањем се од океана одузима велике количине топлоте, и преноси у атмосферу ослобађањем латентне топлоте. Надаље, испаравањем се повећава салинитет воде. Ред величине испаравања са мора у топлијим и умереним пределима Земље је (изражено у висини стуба воде) 1 m годишње што одговара непрекидном вертикалном транспорту топлоте из океана у атмосферу од 79 W m^{-2} током читаве године.

На који начин ће да се одиграва загревање воде зависи од тога да ли се ради о слаткој или сланој води. Слатка вода, ако нема ветра, загрева се највише на површини јер је топлија вода ређа и као таква остаје у површинском слоју. Сланој води, међутим, због испаравања које прати загревање повећава се салинитет, тако да она постаје гушћа, услед чега тоне. Тако долази до вертикалног мешања воде које је познато и као *термичка конвекција воде*. Ово мешање простире се до неке дубине до које се образује један типичан слој максималног пораста густине с дубином - *термоклина*. Слично је и са

сезонским загревањем; тако термоклина може да се образује и због дневног а и због сезонског загревања воде. На пример, у Јадранском мору, током топлијег дела године образује се сезонска термоклина на дубини од 20-ак метара да би се зими изгубила. Термичка конвекција у мањим и плићим воденим басенима престаје при јесењем хлађењу када у свим слојевима температура воде достигне вредност од 4 ^{o}C. После тога се површински слојеви брзо расхладе и на крају замрзну ако су температуре испод нуле.

Код хлађења воде са површине ситуација је иста без обзира да ли се ради о слаткој или сланој води. Разлог за овакво понашање можемо тражити у чињеници да приликом хлађења испаравање није доминантан процес па самим тим и промена салинитета морске воде је врло мала. Вода се хлади највише на самој површини; постаје гушћа, па тоне до места које одговара њеној густини. Вода која је замени на површини се затим хлади, можда нешто спорије пошто није толико топла као вода пре ње, па затим и она тоне, и тако даље.

Као последица наведеног загревања и хлађења воде проистиче неколико термичких особина океана. Најпре, слој океана изнад термоклине добро је измешан; то је слој од горњих 50-100, или до неколико стотина метара. Због тога, још више него због топлотног капацитета воде, промене температуре површине океана су веома споре. За исти износ апсорбоване топлоте, промена температуре површине воде много је мања од промене температуре површине тла. Промене температуре током године ограничене су на поменути измешани слој од горњих неколико стотина метара. Испод измешаног слоја налази се гушћа, хладна вода. Маса хладне воде далеко је већа од масе танког слоја воде на површини, па је средња температура светских океана релативно ниска, свега око 3,5 ^{o}C. Тако, светски океани су хладни и поред тога што имају у видљивом делу зрачења мањи албедо од копна, па апсорбују, по јединици површине, више енергије сунчевог зрачења од копна.

У дневном ходу минимална температура на површини водених басена наступа 2 до 3 сата после изласка Сунца а максимум у интервалу од 15 до 16 сати. Дневна амплитуда температуре на површини океана у умереним ширинама износи свега 0,1-0,2 ^{o}C док је у тропским областима она нешто већа и износи око 0,5 ^{o}C. Међутим, код мањих водених басена, као што су нпр. језера, то колебање је знатно веће 2-5 ^{o}C. Дубина до које иде дневно колебање у просеку износи 15-20 m а у неким случајевима и 50-70 m.

У годишњем ходу температура на површини водених басена на северној полулопти достиже минимум у фебруару или марту а максимум у августу дакле касније него на површини земљишта. Годишње амплитуда температуре на површини океана у тропским областима износи око 2-3 ^{o}C док у умереним она достиже 5-8 ^{o}C. Код тзв. затворених мора оно достиже вредности од 20 и више Целзијусових степени. Дубина до које иде њхово годишње колебање у просеку износи 200-400 m.

Слично као што се могла израчунати годишња акумулирана топлота у земљишту може се израчунати и договарајућа топлота за воду. Рачун показује да се у води током године акумулира око 16 пута више топлотне енергије него у земљишту.

3.4 ТОПЛОТНИ РЕЖИМ АТМОСФЕРЕ

Као што је већ речено атмосфера представља танак гасовит омотач око Земље. У том танком прстену утицај израчивања од стране Земље, Сунчевог зрачења као и неки други процеси доприносе да се згревање и хлађење атмосфере одвија на сложен начин. У прва два поглавља пажња ће бити посвећена опису тих процеса као и доминантном утицају подлоге на загревање и хлађење ваздуха. Због посебности овог курса додатна пажња ће бити посвећена опису утицаја биљног покривача и урбаних целина на температуру ваздуха. Као својеврсна манифестација утицаја подлоге на промену температуре ваздуха у близини подлоге биће описана појава радијационих али и других врста мразева.

У другом делу ове главе размотрићемо, углавном феноменолошки, дневни и годишњи ход температуре ваздуха као и промену температуре с висином у пограничном слоју атмосфере. Из ове приче, као једну посебну целину а тиме и поглавље издвојићемо причу о појави температурне инверзије. Целовитост приче о топлотном режиму атмосфере завршићемо поглављем посвећеним топлотном билансу површине Земље.

3.4.1 Процеси загревања и хлађења ваздуха

Под топлотним режимом атмосфере подразумева се расподела топлоте и промена температуре у атмосфери. Он је углавном одређен разменом топлоте околне средине тј. површине Земље и васионског пространства. Основни извор загревања нижих слојева атмосфере је топлота коју она добија од активне површине тј. Земљине подлоге. У дневним сатима, када износ краткоталасног зрачења знатно превазилази земљино израчивање, активна апсорпциона површина се више загреје постаје топлија тако да топлоту предаје ваздуху. Ноћу је ситуација обрнута. Тада због земљиног израчивања активна апсорпциона површина постаје хладнија од ваздуха који јој предаје топлоту хладећи се. У преносу топлоте између Земљине површине и атмосфере заступљено је више процеса од којих су најважнији: м*олекуларно провођење топлоте, турбулентно мешање, термичка конвекциа, Земљино израчивање, испаравање и кондензација водене паре.*

3.4.2 Утицај врсте подлоге на загревање и хлађење ваздуха

Врста активне површине има изразити утицај на процесе загревања и хлађења слоја ваздуха који непосредно належе на њу. Топлотно дејство површине копна и водене површине на атмосферу су различити; активна апсорпциона површина копна предаје ваздуху знатно већу количину топлоте добијене апсорпцијом зрачења (35-50%), него активна апсорпциона површина водених базена који, пак, знатан део топлоте предају дубљим слојевима. Доста топлоте водени базени утроше на процес испаравања тако да тек мањи део топлоте оде на загревање ваздуха. То је разлог због чега је температура ваздуха у периоду загревања виша изнад копна него изнад водених базена. Међутим, када се активна апсорпциона површина охлади путем израчивања онда се копно, не

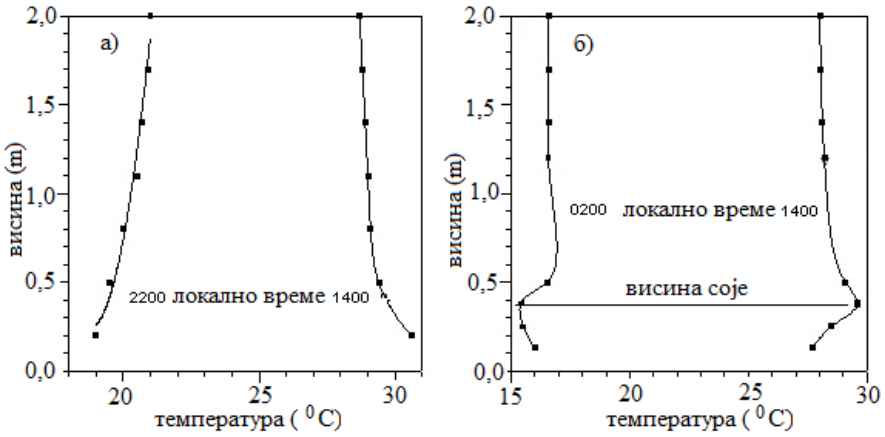
накупивши довољну резерву топлоте, брзо охлади чинећи хладнијим и налегли слој ваздуха.

Мора, океани и велика језера у топлијем делу године накупе знатну резерву топлоте акумулирајући је у дубљим слојевима. У зимском делу године ту топлоту они предају ваздуху тако да је ваздух изнад водених површина, у том периоду, топлији него изнад копна. Површине континената су, са своје стране, доста нехомогене. Тако да шуме, ритови, степе и поља предају ваздуху различите количине топлоте. Слично је и са земљиштима различитих типова (чернозем, песак, тресет) која, такође, имају различити термички утицај на ваздух.

Током зиме снежни покривач доприноси снижењу температуре ваздуха који належе на њега. Ово се објашњава чињеницом да снежни покривач има релативно велику моћ емисије као и велики албедо.

3.4.3 Утицај биљног покривача и градских услова на температуру ваздуха

Биљни покривач битно утиче на температуру ваздуха. Површина густог биљног покривача апсорбује готово целокупну количину зрачења које доспева на њу понашајући се као специфична активна апсорпциона површина. Ваздух који непосредно належе на ту површину, током дана, имаће највишу температуру због тога што је она место највећег пријема Сунчевог зрачења. Изнад и испод ове површине температура ваздуха опада. Ноћу је ситуација обрнута. Пошто је површина



Слика 3.17 Вертикална расподела температуре ваздуха у ноћним и дневним сатима: а) изнад голог земљишта, б) изнад и унутар поља соје на Римским Шанчевима, 24.06.1982. године (Михаиловић, 1988)

биљног покривача место највеће емисије дуготаласног израчивања онда ће ваздух, који належе на њу, да има најнижу температуру док ће изнад и испод ње температура да расте. Сликовита илустрација претходне анализе дата је на слици 3.17. На слици 3.17а јасно се издвајају два типа вертикалне расподеле температуре изнад голог земљишта. Један, тзв. *ноћни* или *радијациони тип*, са најнижом температуром на површини земљишта током ноћи, приказан је на левој половини слике. Други, тзв. *дневни* или *инсолациони тип*, са највишом температуром на површини земљишта током дана, приказан је на десној половини слике 3.17б. На слици 3.17б се, такође, сасвим јасно издвајају поменути типови вертикалне расподеле температуре ваздуха унутар и изнад биљног склопа при чему је код радијационог типа температура ваздуха најнижа током ноћи а код инсолационог

највиша, током дана, на површини биљног покривача. Лепо се види да је током дана ваздух загрејанији а ноћу хладнији изнад голог него изнад земљишта обраслог вегетацијом.

Топлотни режим града. Градови осетно утичу на температуру ваздуха. У лето се многи грађевински материјали, од којих су направљени зграде и улице (бетон, асфалт, специјалне врсте опека итд.), загреју да би потом ту акумулирану топлоту предали ваздуху. Ова не баш занемарљива количина топлоте која је карактеристична за урбане средине, повисује температуру ваздуха у њима тако да је она виша од температуре ваздуха у околини. Та разлика је највећа у вечерњим сатима када је и најинтензивније израчивање објекта који топлоту предају околном ваздуху.

Зими је прозрачност ваздуха у градовима осетно смањена што доводи до повећања противзрачења атмосфере односно смањења ефективног зрачења површине земљишта. Ово доприноси повишењу температуре ваздуха у градовима где је зими виша него у њиховој околини. Осматрањима је установљено да је средња годишња температура у граду од 0,5^{o}C до 1°C виша него у његовом окружењу с тим што се та разлика повећава с увећањем величине градова.

3.4.4 Мразеви

Мраз је атмосферска појава и под њим се подразумева пад температуре ваздуха испод 0°C. У умереним географским ширинама мраз је честа појава и у прелазним периодима тј. у јесен и пролеће када могу бити веома штетни, у зависности од њиховог интензитета, трајања и фазе развића биљака и тада представљају неповољну метеоролошку појаву. Мразеви су иначе нормална појава у зимском периоду када не представљају неповољну појаву осим ако се деси да су температуре изразито ниске а биљке нису заштићене снежним покривачем. Мразеви који се јављају на почетку хладног дела године зову се *јесењим* или *раним мразевима,* а мразеви на крају хладног периода *пролећним* или *касним мразевима.* У неким крајевима су опаснији пролећни мразеви, који наносе утолико више штете уколико се јављају касније, када је вегетација биљака већ почела. Јесењи мразеви у нашим пољопривредним областима наносе мање штете, управо због чињенице да у јесен највећи број једногодишњих култура већ завршава свој развој а озими усеви, вишегодишње траве, воћке и винова лоза се припремају за зимско мировање.

Према условима њиховог образовања мразеви могу да се поделе у три врсте: радијационе, адвективне и адвективно-радијационе. *Радијациони мразеви* настају када се због интензивног израчивања површина земљишта а потом и налегли слој ваздуха јако расхладе. Појави ових мразева погодују: безоблачно време и слаб ветар. Облачност умањује ефективно израчивање земљине површине тако што повећава противзрачење атмосфере. Ова додатна количина топлоте, која би иначе била изгубљена да није облачности спречава снижење температуре испод 0 ^{o}C. Према неким мерењима повећање облачности за једну десетину доводи до повећања противзрачења атмосфере за 6,9 W m^{-2} (Оторепец, 1980). Ветар, такође не погодује образовању мраза. Разлог је једноставан. Када нема ветра не постоји могућност да се измешају доњи слој хладнијег и горњи слој топлијег ваздуха. Појава ветра доводи до појачања турбуленције која поспешује мешање ваздуха које доприноси повећаном дотоку топлоте из ваздуха ка земљишту.

Веома често радијациони мразеви имају локални карактер тако што се најчешће образују у областима са неравним тереном и у котлинама где је повећан прилив хладног ваздуха који долази са планинских страна. На узвишењима, вероватноћа појаве мраза је смањена због тога што се хладан ваздух на узвишењима не задржава већ се спушта наниже уступајући место топлијем који се спушта с веће висине.

Битног утицаја на образовање радијационих мразева имају и топлотно-физичка својства земљишта. Мања специфична запреминска топлота и топлотна проводност земљишта доприносе појави мраза. Мразеви се обично чешће појављују изнад узораних земљишта, која имају мању специфичну запреминску топлоту и топлотну проводност, него изнад површине земљишта која имју велику густину. Објашњење за ово треба потражити у чињеници да је код земљишта с мањом специфичном запреминском топлотом и топлотном проводношћу, осетно отежан доток топлоте са површине у дубље слојеве. Густа земљишта имају повећану специфичну запреминску топлоту због чега се ноћу спорије хладе од узораних земљишта. Међутим, њиховом споријем хлађењу доприноси и бржи транспорт топлоте, из дубљих слојева ка површини земљишта, који је условљен њиховом већом топлотном проводношћу.

При појави радијационих мразева у приземном слоју долази до појаве инверзије (видети поглавље 9.7) када је температура у метеоролошком заклону, у просеку, за 2,5-3,0 ^{o}C виша него на површини земљишта, мада може да буде и много виша. Радијациони мразеви почињу ноћу, а завршавају после изласка Сунца. Обично трају 5-6 сати а понекад и 8-12 сати.

Адвективни мразеви се образују при адвекцији ваздуха чија је температура нижа од 0 ^{o}C. Обично се појављују у позну јесен или почетком пролећа и трају по неколико дана, захватајући велику територију при чему мало зависе од локалних услова. У додиру са земљиштем ваздух се расхлади тако да су разлике између температуре ваздуха у слоју од 2 m и на површини земљишта незнатне.

Адвективно-радијациони мразеви настају услед продора хладног и сувог ваздуха уз додатно хлађење површине земљишта у току ведре ноћи. Ово допунско хлађење површине земљишта може осетно да повећа интензитет мраза који је уједно и најпасивнија врста мраза када је у питању штета која може да нанесе пољопривредним културама. Касни пролећни и рани јесењи мразеви најчешће су адвективно-радијационог типа и јављају се при релативно високим средњим дневним температурама ваздуха. Пошто они много зависе од карактера површине (влажност и боја земљишта, биљни покривач и др.) може да се догоди да се они појаве на површини земљишта, а да се минимална температура у метеоролошком заклону не спусти испод 0 ^{o}C.

Пошто осетљивост биљака зависи од врсте, сорте и фазе развића, тешко је одредити такве граничне вредности температуре које би уједно дале и слику степена оштећења за сваку биљку појединачно. Међутим, када се узме у обзир величина оштећења већине пољопривредних култура у умереним ширинама, пролећни мразеви се по интензитету могу поделити на: а) слабе мразеве, с минималном температуром ваздуха од -0,10 ^{o}C до -2,0 ^{o}C; б) умерене мразеве, с минималном температуром ваздуха од -2,1^{o}C до -4,0 ^{o}C i в) јаке мразеве, с минималном температуром ваздуха испод -4,0 ^{o}C. Оваква подела извршена је на основу тога што у пролеће при температурама од -2,0 ^{o}C до -4,0 ^{o}C, углавном настају делимична оштећења цветова и листова већина биљака, док при температурама испод -4,0 ^{o}C долази до потпуног измрзавања ових делова биљака (Оторепец, 1980).

За спречавање штетних утицаја пролећних и јесењих мразева, радијационог и адвективно-радијационог порекла, постоји читав низ метода које се примењују о чему ће више речи о њима биће у поглављу 8.1.2.

3.4.5 Дневни и годишњи ход температуре ваздуха

Дневни ход температуре ваздуха одређен је одговарајућим дневним ходом температуре активне апсорпционе површине пошто загревање и хлађење ваздуха зависи од њеног термичког режима. Топлота коју апсорбује активна апсорпциона површина делимично се транспортује и то мањим делом у дубље слојеве док се њен знатан део

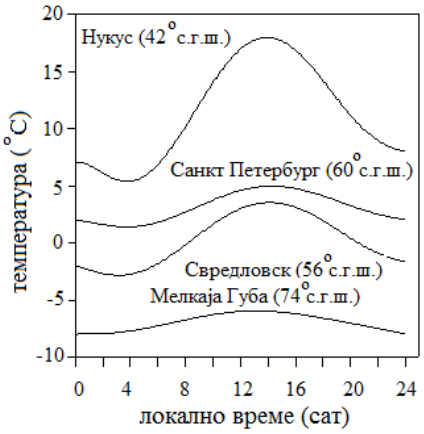
предаје належућем слоју атмосфере да би се потом транспорт наставио у више слојеве. Том приликом долази до извесног кашњења у порасту и паду температуре ваздуха у односу на промене температуре земљишта.

Минимална температура ваздуха на висини од 2 m може да се осмотри непосредно пред излазак Сунца. С повећањем његове висине изнад хоризонта, температура ваздуха, у току 2-3 сата, брзо порасте да би се потом њен раст успорио. Њен максимум наступа 2-3 сата после поднева да би потом температура почела полако, а затим све брже, да опада.

Изнад мора и океана максимум температуре ваздуха наступа 2 до 3 сата раније него изнад копна при чему је амплитуда дневног колебања температуре ваздуха изнад великих водених базена већа од амплитуде колебања температуре саме водене површине. Ово се објашњава са чињеницом да због већег садржаја водене паре у ваздуху изнад водене површине долази до знатно већег апсорбовања сунчевог зрачења и већег атмосферског израчивања него што се то дешава у ваздуху изнад копна

Амплитуда дневног хода температуре ваздуха изнад копна зависи од низа фактора које ћемо побројати и детаљније описати.

Географска ширина места. С повећањем географске ширине места, амплитуда дневног хода температуре ваздуха опада. Највеће амплитуде могу да се осмотре у суптропским областима. На слици 3.18 су приказани неки од дневних ходова у областима од умерених ка поларним ширинама. На њој се јасно види промена дневног хода температуре ваздуха са променом географске ширине места.



Слика 3.18 Дневни ход температуре ваздуха на разним географским ширинама у Русији.

Годишње доба доприноси да се амплитуда дневног хода температуре ваздуха мења током године. Тако, на пример, у умереним ширинама она је најмања зими а највећа у лето, док је у пролеће незнатно већа него у јесен. Амплитуда дневног хода температуре ваздуха зависи не само од његовог максимума већ и од ноћног минимума који ће бити тим нижи што је дужа ноћ. У умереним ширинама током лета, због кратких ноћи температура ваздуха не успева да опадне до малих вредности па је и амплитуда релативно мала. У поларним областима у условима поларног дана, амплитуда дневног хода температуре ваздуха износи свега 1 ^{o}C. У тропским областима амплитуда дневног хода температуре ваздуха мало се мења у току дана. Међутим у континенталним тропским областима, посебно у пустињама, амплитуда износи и 20-22 ^{o}C.

Тип активне апсорпционе површине. Изнад водене површине, као што је већ истакнуто, амплитуда дневног хода температуре ваздуха је мања него изнад копна. Изнад мора и океана она износи 2-3 ^{o}C. Међутим, према унутрашњости континента она се повећава достижући вредности до 20-22 ^{o}C. Сличан, али слабије изражен, утицај на дневни ход температуре ваздуха имају мањи водени базени и јако навлажене површине

као што су ритови и области с бујном вегетацијом. Насупрот њима, у сувим степама и пустињама амплитуда дневног хода температуре ваздуха зна да достигне и 30 ^{o}C.

Облачност. Амплитуда дневног хода температуре ваздуха током ведрог дана је већа него за време облачног дана. Током дана облаци задржавају директно сунчево зрачење док ноћу смањују ефективно зрачење. У облачном дану дневни ход температуре ваздуха може да буде нарушен до те мере да није могуће препознавање његове периодичности.

Рељеф места. Значајан утицај на амплитуду дневног хода температуре ваздуха има рељеф места. Код удубљених форми рељефа (котлине, долине и увале) ваздух належе на највеће површине на којима се додирује с тлом. На њима се задржава током дана а ноћу хлади на падинама, спуштајући се потом на дно. Као резултат оваквог начина загревања и хлађења долази до интензивнијег дневног загревања и ноћног хлађења ваздуха унутар удубљених форми рељефа, у односу на равније површине места. Код испупчених форми рељефа (планине, брежуљци и мања узвишења) ваздух се додирује с мањом површином тла па се и утицај активне апсорпционе површине на температуру ваздуха смањује. Сумирајући утицај рељефа на амплитуду дневног хода температуре ваздуха можемо да кажемо да је она изнад котлина, удубљења и долина већа него изнад равница а код ових потоњих већа него изнад планина и брегова.

Надморска висина. С повећањем надморске висине места смањује се и амплитуда дневног хода температуре ваздуха док се времена наступања минималних и максималних вредности померају ка каснијим сатима. Осматрања указују на чињеницу да се дневни ход температуре ваздуха с амплитудом 1-2 ^{o}C може уочити чак и на висинама које одговарају висини тропопаузе. Међутим, на овим висинама он је више условљен апсорпцијом сунчевог зрачења од стране озона који се на овим висинама у ваздуху налази у повећаној концентрацији.

Годишњи ход температуре ваздуха одређен је пре свега годишњим ходом температуре активне апсорпционе површине. Његова амплитуда представља разлику средњих месечних температура ваздуха најтоплијег и најхладнијег месеца.

На континентима северне полулопте максимална средња месечна температура ваздуха се појављује у јулу а минимална - у јануару. Изнад океана и приобалног дела копна, екстремне температуре се појављују нешто касније: максимална - у августу а минимална - у фебруару. Амплитуда годишњег хода температуре ваздуха знатно је већа изнад копна него изнад водене површине.

У редоследу величине утицаја на амплитуду годишњег хода температуре ваздуха прво место заузима утицај који потиче од *географске ширине места.* Узимајући у обзир величину амплитуде као и времена појаве екстремних температура могуће је издвојити четири типа годишњег хода температуре ваздуха.

Екваторијални тип. У екваторијалној зони у току године јасно се издвајају два максимума температуре ваздуха (после пролећне и јесење равнодневнице) и два минимума који се појављују после зимске краткодневнице и летње дугодневнице. У овој зони амплитуде годишњег хода су доста мале због мале промене у дотоку топлоте током године. Изнад океана те амплитуде достижу, у просеку, 1 ^{o}C док изнад континента могу да буду 5-10 ^{o}C.

Тропски тип. У тропским ширинама у годишњем ходу температуре ваздуха у јануару (после зимске краткодневнице) јавља се минимум док се после летње дугодневнице у јулу јавља максимум. С удаљавањем од екватора амплитуда годишњег хода се повећава због све веће разлике у дотоку топлоте у току лета и зиме. У просеку у овим ширинама амплитуда годишњег хода температуре ваздуха износи: 5-10 ^{o}C изнад океана и 10-20 ^{o}C изнад копна.

Тип умереног појаса. У умереним ширинама, такође као у тропским, појављују се: један мимимум - у јануару и један максимум - у јулу. И код овог типа с увећањем географске ширине повећава се и амплитуда годишњег хода (сл. 2.29). У просеку изнад

океана и приобалних области она износи 10-15 ^{o}C а изнад континента 40-50°C. На географским ширинама већим од 60° амплитуде годишњег хода достижу и вредности од 60°C.

Поларни тип. Овај тип се одликује дугом и хладном зимом и релативно кратким летом. Годишња амплитуда, изнад океана и обалског подручја поларних мора, износи 25-40 ^{o}C док изнад континента прелази и вредности од 65 ^{o}C. Максимум температуре ваздуха, у овим областима, појављује се у августу а минимум - у јануару.

Амплитуда годишњег хода температуре ваздуха зависи и од *надморске висине места* тако што се с њеним увећањем амплитуда смањује. Осетан утицај на годишњи ход температуре ваздуха имају и *временски услови*: магла, киша и највећим делом - облачност. Смањена облачност у зимском периоду условљава снижење средње температуре најхладнијег месеца што доводи до повећања амплитуде годишњег хода температуре ваздуха.

Разматрани типови годишњег хода температуре ваздуха могу да се уоче на основу њених вишегодишњих просечних вредности. Ти ходови указују на правилна периодична колебања температуре ваздуха. Извесна одступања од ових ходова су могућа у појединим годинама због продора топлих или хладних ваздушних маса. Тако, на пример, чести продори морских ваздушних маса на континент доводе до смањења амплитуде у тим областима. Или обрнуто. Продори континенталних ваздушних маса на приобаље мора и океана, повећава амплитуду у тим областима. Непериодичне промене температуре ваздуха углавном су последица адвекције ваздушних маса. Једно од ових непериодичних отопљења је врло честа појава периода са релативно вишим температурама ваздуха током октобра која је у народу названа „*Михољско лето*“.

3.4.6 Промена температуре ваздуха с висином у приземном слоју атмосфере

Већ смо у очили да се температура ваздуха мења са висином. Величина која описује брзину ове промене се назива *вертикални температурни градијент* и дефинише се као промена температуре по јединици промене надморске висине:

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z}100 = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}100, \qquad (3.26)$$

За јединицу промене надморске висине обично се узима вредност од 100 m како би бројне вредности градијента биле око један. Јединица за вертикални градијент температуре је [1°C/100 m]. У равничарским крајевима овај градијент најчешће има вредност од око 0,5 ^{o}C/100 m. Међутим у близини тла ова вредност може да буде знатно већа (1-2 ^{o}C/100 m). У планинским крајевима ваздух и на већим надморским висинама остварује додир са подлогом па стога је и промена температуре са висином у овом случају другачија. Поред овога, у планинским пределима током дана се јављају узлазна а током ноћи силазна струјања ваздуха која такође утичу на приземну температуру ваздуха на већим надморским висинама. Тако, у току дана у планинским пределима вертикални температурни градијент достиже вредност 1°C/100 m док је његова вредност током ноћи знатно мања а често има и негативан предзнак.

На расподелу температуре ваздуха с висином у приземном слоју доста утичу и временски услови. На пример, облачност и јак ветар, током дана, слабе загревање а током ноћи смањују хлађење активне апсорпционе површине што доводи до смањења вертикалног температурног градијента. Расподела температуре с висином у многоме зависи и од врсте активне апсорпционе површине. Тако, на пример, биљни покривач

смањује вертикални температурни градијент у односу на градијент када се као активна апсорпциона површина јавља голо земљиште.

У пограничном слоју су осмотрена и знатна колебања вертикалних температурних градијената с временом. Лети, током дана, кад је изражено интензивно загревање површине земљишта, вертикални температурни градијент је велики и често прелази вредност од 1 ^{o}C/100 m. У зимском периоду температурни градијент је обично мали и често има негативне вредности што је карактеристично за појаву инверзије.

У пограничном слоју атмосфере средње вредности вертикалног градијента температуре ваздуха зависе и од географске ширине места. У умереним географским ширинама вредности температурног градијента се крећу у интервалу од 0,05-0,10 ^{o}C/100 m зими и око 0,5 ^{o}C/100 m у току лета. У поларним областима у зиму и пролеће преовлађују негативне вредности вертикалног температурног градијента док су у лето и јесен његове вредности незнатно позитивне.

3.4.7 Инверзије у атмосфери

Инверзија је атмосферска појава за коју је карактеристично да температура ваздуха расте с висином. Уколико се температура ваздуха с висином не мења онда је реч о изотермији. Појава инверзија је везана за одређена стања атмосфере. Отуда и осетан утицај инверзије на развој различитих атмосферских процеса. Једна од особина инверзије је и стабилна стратификација која је препрека развоја узлазних ваздушних струјања.

У тропосфери инверзија може да се појави на различитим висинама. Узимајући за критеријум поделе висину доње границе инверзије оне могу да се поделе на приземне, тј. инверзије које почињу од активне апсорпционе површине, и инверзије слободне атмосфере, тј. инверзије чија се доња граница налази на некој висини. Дебљина инверзионих слојева може да буде и до 2-3 km а температурни скокови могу да се крећу од 2°C do 10°C и више.

Приземне инверзије. У зависности од услова образовања оне се деле на радијационе и адвективне.

Радијационе инверзије се образују када се због израчивања охлади активна апсорпциона површина а потом и приземни слој атмосфере који належе на њу. Удаљавањем од активне апсорпционе површине температура ваздуха расте пошто се слојеви ваздуха који су непосредно уз површину највише охладе. Ове врсте инверзија јављају се у ноћним сатима у току лета док се зими јављају у току дана. Отуда и њихова подела на летње (ноћне) и зимске инверзије. Радијациона инверзија може у многоме да добије на интензитету уколико је рељеф области, у којој се појављује, осетно нехомоген. Тада се охлађен ваздух слива у котлине где се нагомилава и због веома слабог турбулентног мешања у њима још више охлади.

Адвективне инверзије се образују при адвекцији топлог ваздуха тј. при дотоку топлијег ваздуха на хладнију активну апсорпциону површину, као што је, на пример, продор топлог морског ваздуха на континент у зимском периоду. Тада доњи слојеви придолазећег ваздуха предају део топлоте активној површини због чега и долази до образовања инверзије.

Инверзије слободне атмосфере. По условима образовања оне могу да се поделе на следећи начин: висинске инверзије (трења), инверзије спуштања (антициклоналне) и фронталне.

Висинске инверзије се образују на висини од неколико стотина метара изнад слоја атмосфере у ком је изражено јако турбулентно мешање условљено трењем ваздуха о површину земљишта. Тако у стабилно стратификованом слоју атмосфере, незасићеног воденом паром, због турбулентног мешања, вертикални температурни градијент може да се повећа до 1 ^{o}C/100 m. Тада се уздижуће порције ваздуха адијабатски хладе

снижавајући температуру виших слојева. И обрнуто. Порције ваздуха које се спуштају адијабатски се загревају и повисују температуру ваздуха у нижим слојевима.

Инверзије спуштања (антициклоналне инверзије) се образују у областима повишеног атмосферског притиска. У центру таквих области долази до појаве силазних струјања ваздуха. Због вишег притиска на мањим висинама силазећи ваздух се сабија а потом разлива у хоризонталном правцу не доспевајући до Земљине површине. Температура у силазној струји ваздуха расте по сувоадијабатском температурном градијенту тј. 1 ^{o}C/100 m при чему ће се порције ваздуха које долазе са веће висине и више загрејати што у одређеном слоју на некој висини доводи до појаве инверзије.

Фронталне инверзије се образују у фронталним зонама (сл. 2.32). Фронтална зона се јавља као прелазна зона између хладног и топлог ваздуха. У њој се уочава нагла промена вертикалног температурног градијента што доводи до појаве изотермије или инверзије.

4.1 АТМОСФЕРСКИ ПРИТИСАК

Као што смо видели, атмосферски ваздух је највећим делом сачињен од молекула кисеоника и азота. Ови молекули се крећу врло великим средњим брзинама (преко 1000 km/h) али Земљина гравитација ипак успева да их задржи везане за Земљу. Истини за вољу, у највишим слојевима атмосфере, где је температура висока, молекули могу да имају брзине веће од друге космичке брзине (око 40 000 km/h) те могу да савладају Земљину гравитацију и напусте атмосферу. Преостали молекули ваздуха остају у атмосфери и, као и сва друга тела, имају своју тежину којом притискају ваздух испод себе. Из овог разлога нижи слојеви атмосфере имају већи притисак јер их притискају слојеви изнад њих. На овај начин се формира атмосферски притисак о којем ћемо више говорити у овом поглављу.

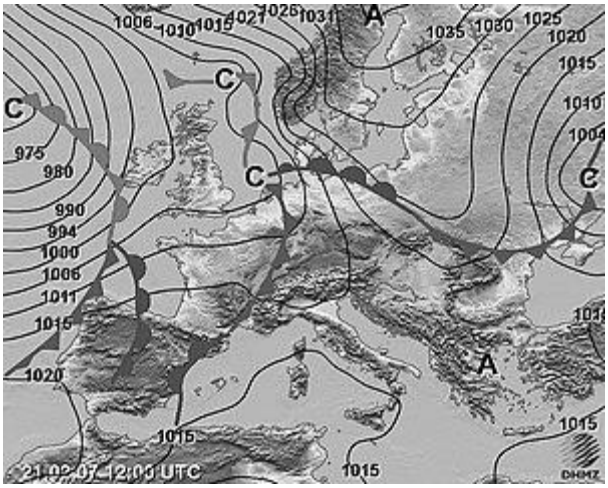
4.1.1 Атмосферски притисак

Притисак као физичка величина је дефинисан као сила обрачуната по јединици површине:

$$p = \frac{F}{S}. \tag{4.1}$$

Физичка јединица којом се изражава атмосферски притисак је паскал [Pa] међутим у метеорологији је најчешће у употреби традиционална јединица, милибар [mb]. Између ове две јединице постоји једноставна веза: 1 Pa = 100 mb. Атмосферски притисак може узимати бројне вредности у широком опсегу. Промене притиска су посебно изражене у вертикалном правцу где се за сваких око 8 m притисак промени за 1 mb. Средњу вредност притиска на нивоу мора називамо *нормални атмосферски притисак* и његова бројна вредност износи 1013,25 mb. У хоризонталном правцу притисак се мења много спорије. Брзину промене притиска у хоризонталном правцу називамо *хоризонтални градијент притиска* или само *градијент притиска* који се изражава у јединицама mb/m. Уобичајене вредности хоризонталног градијента притиска су око 1 mb на 100 km. Видећемо, у наредним поглављима, да ова промена притиска у хоризонталном правцу проузрокује *силу градијента притиска* која је основни покретач за сва кретања у атмосфери. Дакле, просторна расподела притиска на Земљиној површини нам може доста рећи о кретањима која ће због овакве расподеле бити проузрокована. Графички приказ поља притиска на географској карти се врши помоћу *изобара* које представљају линије које повезују тачке са истим вредностима притиска редукованог на ниво мора. О редукцији притиска на ниво мора биће више речи у наредном поглављу. На слици 4.1 је приказано поље приземног атмосферског притиска изнад Европе употребом изобара. На слици се могу уочити места ниског притиска означена словом C и места високог притиска означена словом A. Проста логика нам каже да би у овој ситуацији кретање ваздуха требало да се организује тако да ваздух струји од места високог ка месту ниског атмосферског притиска. Међутим, као што ћемо видети, због дејства других сила које делују на делић ваздуха који се креће, струјање ваздуха ће бити приближно нормално на овај правац. На основу распореда изобара може

проценити и брзина ваздушног струјања. Може се показати да је брзина ветра на неком месту обрнуто пропорционална растојању између изобара.



Слика 4.1 Географски приказ хоризонталне расподеле атмосферског притиска.

Важну улогу у формирању атмосферских струјања не игра само хоризонтална расподела притиска при Земљиној површини већ и његова хоризонтална расподела на различитим висинама. Графички приказ ове расподеле притиска се врши помоћу приказивања висина изобарских површина које представљају површине на којима свака тачка има једнаку вредност атмосферског притиска.

4.1.2 Једначина стања ваздуха

Под појмом *идеалан гас* подразумевамо гас састављено од атома (молекула) који међусобно не интерагују а судари између њих су еластични. Поред овога, да би гас могао бити третиран као идеалан, потребно је и да запремина самих атома у њему буде занемарива у односу на запремину простора који гас заузима. У опсегу температура које су уобичајене у атмосфери, атмосферски ваздух можемо третирати као идеалан гас. Термодинамичко стање идеалног гаса је потпуно одређено познавање вредности његовог притиска, температуре и густине. Веза између ових величина, у случају идеалног гаса, описује *једначина стања идеалног гаса*. Једначина стања идеалног гаса примењена за случај сувог ваздуха се може написати у облику:

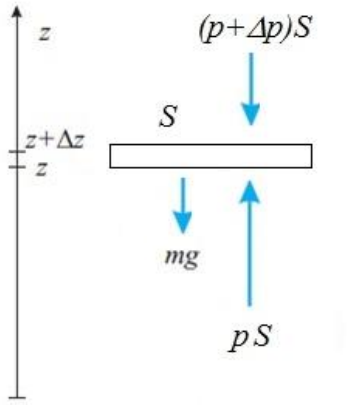
$$p = \rho \frac{R}{M} T = \rho R_A T, \tag{4.2}$$

где је p ваздушни притисак, ρ густина ваздуха, T апсолутна температура ваздуха, M моларна маса сувог ваздуха (28,964 g/mol), R универзална гасна константа (8,314472 J mol^{-1} K^{-1}) и R_A гасна константа сувог ваздуха (287,05 J /kg K).

4.1.3 Хидростатичка једначина

Атмосфера је у непрестаном кретању. Међутим, сила која на слој ваздуха делује навише, услед смањења притиска с висином, је у прилично високом степену у равнотежи са силом Земљине теже. Користећи се претпоставком да су ове две силе тачно у равнотежи

извешћемо једну веома важну једначину, при чему ћемо користити слику 4.2. Означимо са ρ густину атмосфере на висини z изнад ниова мора. Надаље ћемо да сматрамо да се убрзање Земљине теже не мења са висином. Уколико посматрамо слој атмосфере дебљине Δz и површине попречног пресека S притисак атмосфере ће на његовој доњој страни бити p а на горњој $p+\Delta p$.



Слика 4.2 Уз извођење хидростатичке једначине.

Уколико се претпостави да нема вертикалног кретања делова ваздуха онда ће посматрани део ваздуха бити у статичкој равнотежи одакле следи да су силе које делују на њега, по вертикали, у потпуној равнотежи тј. $pS = mg+(p+\Delta p)S$. Ако се маса дела ваздуха у запремини $\Delta V = S\Delta z$ изрази преко густине, тј. $m= \rho S\Delta z$, претходни израз постаје

$$pS = \rho g S\Delta z + (p + \Delta p)S, \tag{4.3}$$

што након сређивања даје

$$\Delta p = -\rho g \Delta z, \tag{4.4}$$

где знак минус изражава чињеницу да се притисак ваздуха смањује са висином. Једначина (4.3), ако пређемо у њен диференцијални облик, постаје

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g. \tag{4.5}$$

Једначина (4.5) је позната као *хидростатичка једначина*. Применом хидростатичке једначине су у ствари добијене једначине (2.1) и (2.2) које су описивале вертикалне промене притиска и густине ваздуха са висином.

4.1.4 Редукција атмосферског притиска на ниво мора

Видели смо да се атмосферски притисак брзо мења у вертикалном правцу а веома споро у хоризонталном. Из овог разлога поређење притисака измерених на станицама које се налазе на различитим надморским висинама може бити погрешно протумачено. За илустрацију ове тврдње посматрајмо један пример. Притисак измерен у неком тренутку у Новом Саду, који се налази на надморској висини од 80 m, износи 1000 mb, а на врху Фуршке Гори, који се налази на надморској висини од 530 m и удаљен је од Новог Сада 17 km, у истом тренутку је измерен притисак од 950 mb. Ако би смо ове вредности директно

унели на географску карту добили би смо такву густину изобара која би одговарала ветровима чије брзине прелазе 1000 km/h. Грешка је изазвана тиме што разлика притисака између ова два места није узрокована тиме што се Нови Сад налази у пољу високог а Фрушка Гора у пољу ниског атмосферског притиска него због тога што се ова два места налазе на различитим надморским висинама. Из овог примера видимо да је неопходно да се притисци редукују на неки изабрани референтни ниво како би могли да се пореде и како би њихове разлике могле да се тумаче исправно. Природно да је за референтни ниво изаберемо ниво мора. Притисак редукован на ниво мора представља онај притисак који би смо измерили уколико би смо дату тачку спустили на ниво мора. Вредност тог притиска се може израчунати по једначини:

$$p_m = p + \frac{H}{h}, \tag{4.6}$$

Где је p стварни притисак, p_m притисак редукован на ниво мора, H надморска висина а са h је представљена величина која нам показује вертикално растојање за које се притисак промени за 1 mb и назива се барометарски висински степен. Барометарски висински степен се може израчунати употребом Бабинетове једначине:

$$h = 8000\frac{1 + \alpha t}{p_0}, \tag{4.7}$$

где је α температурски коефицијент запреминског ширења ваздуха чија бројна вредност износи 0,004 $^{o}C^{-1}$, а t је температура ваздуха мерена у степенима Целзијусове скале.

4.1.5 Дневне и годишње промене атмосферског притиска

Атмосферски притисак у било којој тачки на Земљиној површини представља веома променљиву величину. У основи промене притиска су непериодичне и оне потичу из термичких или динамичкх извора. Тако, на пример, неравномерно загревање и хлађење Земљине површине доводи и до промене притиска изнад разних области. Или до промене притиска може да дође приликом продора топлих или хладних ваздушних маса при чему, ако се ради о продору хладне масе, њихова замена може да доведе до повишења притиска. Промена притиска у некој области може да буде диктирана и проласком циклона или антициклона преко ње. Ако је реч о циклону онда притисак опада па расте или обрнуто ако је реч о антициклону. И поред непериодичности коју показују, промене притиска ако се у обзир узму његове просечне осмотрене вредности имају два хода - *дневни и годишњи*.

Дневни ход атмосферског притиска. У дневном ходу притисак показује два максимума и два минимума. Максимуми се појављују око 10 и 22 сата по локалном времену док минимуми наступају око 4 и 16 сата. Дневни ход притиска је најуочљивији у тропским ширинама где његова амплитуда достиже 3-4 mb. У умереним ширинама она износи 0,3-0,6 мб уз напомену да је у вантропским ширинама дневни ход притиска прикривен непериодичним променама које су последица проласка циклона и антициклона. Осматрањима је уочено да је на свим ширинама дневни ход притиска несиметричан тј. дневни минимум је више изражен него ноћни док је јутарњи максимум уочљивији од вечерњег. Дневни минимум је проузрокован загревањем ваздуха док је јутарњи максимум директно условљен његовим хлађењем. Појаве другог максимума и минимума може да се објасне тзв. еластичним осцилацијама атмосфере које настају услед њеног загревања од стране Сунца као и убрзавањем услед појаве резонанције.

Годишњи ход атмосферског притиска изразито зависи од физичко-географских услова. У умереним ширинама амплитуда годишњег хода притиска је већа него у

екваторијалном појасу. Изнад континента ход је уочљивији него изнад океана при чему они имају супротан карактер. Тако се код *континенталног типа* максимум појављује у току зиме а минимум у току лета, при чему у унутрашњости континента амплитуда може да достигне вредност од 25 до 30 mb. Код *океанског типа* годишњег хода атмосферског притиска максимум се појављује у лето а минимум у зиму. Његова амплитуда иде и до 20 mb. *Поларни и субполарни типови* се одликују појавом максимума у априлу и појавом минимума у јануару или фебруару. У просеку амплитуда код овог типа годишњег хода притиска износи 5-12 mb.

4.1.6 Расподела приземног притиска на Земљиној површини

Због међусобног положаја Сунца и Земље у околини екватора доспева највећа количина енергије Сунчевог зрачења. На половима количина доспеле енрегије је значајно мања. Из овог разлога, како ће бити објашњено у поглављу о ваздушним струјањима, долази до уздизања ваздуха у области екватора и његовог спуштања у области полова. На месту уздизања настаје „мањак“ ваздуха у приземном слоју што има за последицу пад притиска на том месту. Из тог разлога у области екватора влада низак приземни ваздушни притисак. На сличан начин на месту спуштања ваздуха, ваздух се „нагомилава“ при тлу па му притисак расте. То је узрок настанка високог приземног притиска у области полова.

Слика 4.3. Расподела приземног притиска на Земљиној површини.

Висок притисак на половима а низак на екватору изазива појаву хоризонталног струјања усмереног од полова ка екватору односно ствара се нека врста „циркулационе ћелије“. Међутим, због величине Земље као и због њене ротације оваква циркулациона ћелија не може опстати већ се цепа у три ћелије са сваке стране екватора што има за последицу стварања још једне области високог притиска на 30° и северне и јужне географске ширине. Поред тога на географској ширини од 60° (и северно и јужно од екватора) долази до појаве још једне области ниског приземног притиска. Оваква расподела приземног притиска је приказана на слици 4.3.

Видели смо да је приказана расподела приземног притиска узрокована различитим загревањем подлоге на различитим географским ширинама. Већ смо објаснили да до велике разлике у загревању подлоге долази и када поредимо копно и море. Изнад копна је колебање температуре много веће него изнад мора. Тако на пример, у умереним географским ширинама лети изнад копна је значајно већа температура него изнад мора па би и притисак, пратећи описану логику, требао да буде ниже него у исто време и на истој географској ширини изнад мора. Овај ефекат је у стварности суперпониран на већ описано формирање расподеле приземног притиска због различитог загревања подлоге на различитим географским ширинама. Међутим, због комплексне расподеле копна и мора на Земљиној површини, узимање овог ефекта у обзир захтевало би веома широку анализу која би надилазила оквире овог уџбеника. Са друге стране и приказана „идеализована“ расподела приземног притиска биће сасвим довољна за разумевање процеса глобалне (планетарне) циркулације атмосфере.

4.2 АДИЈАБАТСКИ ПРОЦЕСИ У АТМОСФЕРИ

Под *адијабатским* процесима у физици се подразумевају они процеси у којима систем не размењује топлоту са околином. Ови процеси заступљени су и у атмосфери и то најчешће у случају вертикалних кретања ваздуха. У таквим процесима делићу ваздуха, који се уздиже или спушта, релативно брзо се мења притисак а при том делић не стигне да размени топлоту са околином. Овакав процес се може третирати као адијабатски и он доводи до значајних промена температуре делића ваздуха. У овој глави пажњу ћемо задржати на сувоадијабатским и влажноадијабатским процесима.

4.2.1 Сувоадијабатски процеси

Приликом описивања сувоадијабатских процеса довољно је користити први закон термодинамике који је, у ствари, закон одржања енергије примењен на термодинамичке процесе. Једначина која описује први закон термодинамике говори о расподели топлотне енргије, dQ, коју систем размени са околином. Према том закону размењена топлота може изазвати промену унутрашње енергије система и/или може бити утрошена на рад који систем врши или рад који се врши над системом:

$$dQ = c_v dT + pdV, \tag{4.8}$$

где је: c_v - специфична топлота ваздуха при константној запремини која износи 718 J kg^{-1} K^{-1} ; dT - промена температуре; p - притисак і dV - промена запремине. Као што смо напоменули, у адијабатским процесима нема размене топлоте система са околином па се горња једначина упрошћава:

$$c_v dT = -pdV. \tag{4.9}$$

На основу последње једначине лако се долази до израза који повезује промене притиска и температуре делића ваздуха у адијабатском процесу:

$$T = T_0 \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\chi}, \tag{4.10}$$

где су p_o и T_o притисак и температуру делића ваздуха нивоу са којег је делић кренуо а p и T су крајње вредности притиска и температуре делића ваздуха. χ је константа чија бројна вредност за суви ваздух износи 0,2857. Једначина (4.10) назива се *Поасонова једначина* (Poisson). Ову једначину можемо написати и у облику који очигледније приказује зависност температуре и притиска ваздуха:

$$\frac{T}{p^{\chi}} = const. \tag{4.11}$$

Ова једначина показује да уколико се притисак делића смањује и његова температура мора да се смањује како би вредност разломка остала непромењена. Ова једначина

описује промену стања сваког делића ваздуха при адијабатском скупљању (и загревању) или ширењу (и хлађењу).

Поставимо сада питање како би се мењала температура ваздуха са висином ако би њена температура била условљена само сувоадијабатским уздизањем ваздуха. Имајући у виду да атмосферски притисак опада са висином јасно је, на основу једначине (4.11), да и температура ваздуха мора да опада са висином јер можемо сматрати да је притисак уздижућег делића ваздуха увек једнак притиску околног ваздуха. Употребом хидростатичке једначине може се показати да би се у овом случају температура делића мењала са висином по закону:

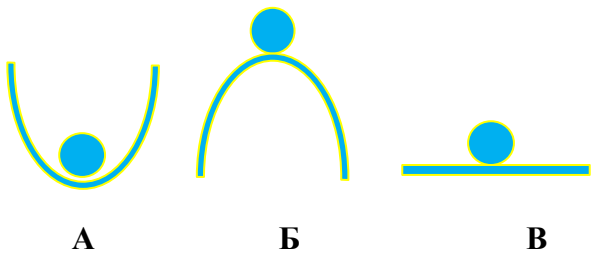
$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = -\frac{g}{c_p}, \tag{4.12}$$

где је са g означено убрзање силе Земљине теже а са c_p топлотни капацитет ваздуха при константном притиску. Однос са десне стране горње једначине се обично обележава са Γ_a и назива се сувоадијабатски градијент температуре. Бројна вредност овог градијента износи 0,01 $^oC/m$ или $1^oC/100m$. Дакле, уколико се суви ваздух уздиже његова температура опада по стопи од 1 ^oC на сваких 100 m промене надморске висине. Приликом спуштања суви ваздух се загрева по истој стопи.

4.2.2 Статичка стабилност атмосфере

Адијабатска кретања су значајна за разумевање разних процеса у атмосфери. Она описују промене због чисто динамичких разлога, док одступања од адијабатских кретања показују утицај ослобађања латентне топлоте, зрачења и транспорта топлоте провођењем. Односно, када у атмосфери не би било влаге и у случају да ваздух мирује тада би се температура ваздуха мењала са висином по сувоадијабатском градијенту температуре. Уколико ваздух мирује можемо рећи да се он налази у стању равнотеже. Познавајући особине адијабатских процеса можемо детаљније испитати особине равнотеже у којој се атмосфера налази.

Као што знамо, у природи постоје три врсте равнотеже које су илустроване на слици 4.4.

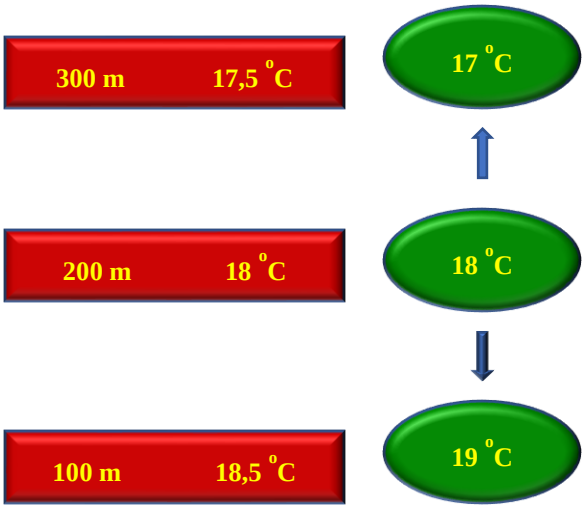


Слика 4.4 Врсте равнотежа у природи: А) стабилна, Б) нестабилна и В) неутрална.

На овој илустрацији посматрамо куглицу која се налази у равнотежи (мирује) на површинама различитог облика. Врсту равнотеже, у овом случају, одређује понашање куглице након њеног извођења из равнотежног положаја или како се уобичајено каже након *уношења поремећаја у систем*. Случај означен словом **А** се назива ***стабилна равнотежа*** јер уколико куглицу померимо из равнотежног положаја и пустимо она ће се на крају вратити у почетни, равнотежни положај. Случај означен словом **Б** се назива ***нестабилна равнотежа*** јер уколико куглицу померимо из равнотежног положаја и

пустимо она ће наставити да се удаљава од равнотежног положаја а брзина тог удаљавања расте са растојањем од равнотежног случаја. Трећи случај, означен словом B, се назива ***неутрална или индиферентна равнотежа*** јер уколико куглицу померимо из равнотежног положаја и пустимо она ће остати у новом положају и то ће постати њен нови равнотежни положај.

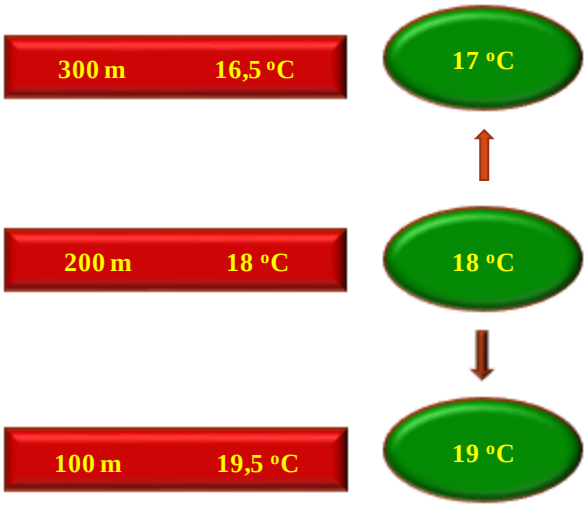
И атмосфера се може наћи у једној од ове три врсте равотеже. Разлика је у томе што ћемо у случају атмосфере, уместо куглице, посматрати делић ваздуха који мирује. На описаној илустрацији одређујући фактор стабилности је био облик површине а у сличају атмосфере ће то бити вертикални температурски градијент.



Слика 4.5 Нестабилно стратификована атмосфера.

Посматрајмо сада илустрацију на слици 4.5. На овој илустрацији је у црвеним правоугаоницима уписана температура ваздуха на висинама 100, 200 и 300 m. Лако се уочава да је у илустрованој ситуацији вертикални температурни градијент **мањи** од сувоадијабатског јер се температура мења по стопи од 0,5 °C/100m. Посматрајмо сада делић ваздуха који мирује на висини од 200 m. Његова температура ће бити иста као и температура околног ваздуха (18,0 °C) јер је делић на том месту мировао. Уколико би се његова температура разликовала од температуре околног ваздуха он не би ногао да мирује. Делић би тада као рођи (уколико му је температура виша) подизао или као гушћи (уколико му је температура нижа) спуштао до места где околни ваздух има исту температуру као он. Изведимо сада делић из његовог равнотежног положаја тако што ћемо га присилно подићи на висину од 300 m. Овај процес подизања можемо посматрати као адијабатски па ће се температура делића мењати по сувоадијабатском градијенту температуре. Односно, температура делића на висини од 300 м ће бити 17,0 °C. Ово значи да ће температура делића бити нижа од температуре околног ваздуха те ће се он, када га ослободимо, вратити у почетни равнотежни положај. Слично ће се десити и уколико делић присилно спустимо за 100 м. Тада ће његова температура бити виша од температуре околног ваздуха па ће се он, када га ослободимо, као рођи пењати до свог првобитног равнотежног положаја. Очигледно да се, у описаном случају, атмосфера понаша слично ситуацији означеном словом A на слици 4.4 коју смо назвали стабилна равнотежа. Једном речју, можемо рећи да се атмосфера налази у стању стабилне равнотеже. Можемо закључити да уколико је вертикални температурски градијент у атмосфери мањи од сувоадијабатског атмосфера ће бити у **стабилној равнотежи**. То значи да ће атмосфера гушити поремећаје који се јаве у њој, односно, спречавати било каква вертикална кретања ваздуха. Имајући у виду да је атмосфера у вертикалном правцу раслојена (стратификована) због вертикалне промене температуре међу метеоролозима

се уместо речи „равнотежа“ користи термин стратификација (раслојеност). Тако уместо да кажемо *атмосфера се налази у стању стабилне равотеже* можемо казати ***атмосфера је стабилно стратификована***.

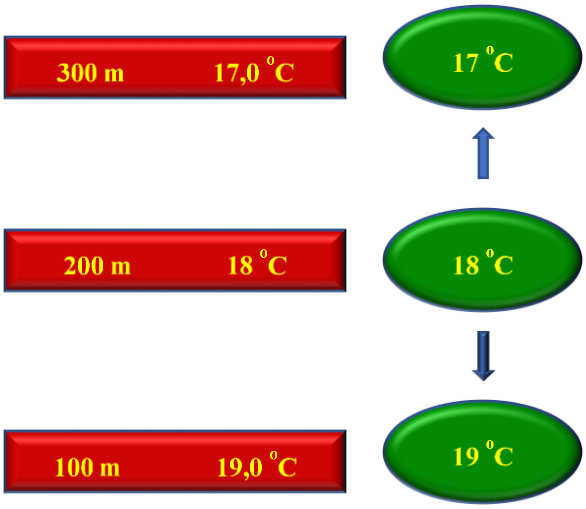


Слика 4.6 Нестабилно стратификована атмосфера.

Посматрајмо надаље ситуацију приказану на слици 4.6. Сада се температура мења по стопи од 1,5 °C/100m, односно вертикални температурски градијент је **већи** од сувоадијабатског. Опет посматрајмо делић ваздуха који мирује на висини од 200 m чија је температура и овог пута иста као и температура околног ваздуха (18,0 °C). Уколико сада делић присилно подигнемо за 100 m он ће се и сада адијабатски хладити па ће му температура на висини од 300 m опет бити 17,0 °C. Међутим, за разлику од претходног случаја, сада ће температура делића бити виша за 0,5 °C него температура околног ваздуха те ће он, уколико га ослободимо, наставити даље да се пење јер је ређи од околног ваздуха. Чак шта више, када делић стигне на висину од 400 м његова температура ће бити виша за 1,0 °C од температуре околног ваздуха па ће брзина његовог даљег пењања бити још већа. Слично ће се десити и уколико делић присилно спустимо за 100 м. Тада ће његова температура бити за 1,0 °C нижа од температуре околног ваздуха те ће делић, као гушћи, наставиди и даље да пада. Овај процес одговара ситуацији обележеној словом Б на слици 4.4 па, по аналогији, можемо рећи да се сада атмосфера налази у стању **нестабилне равнотеже** или једноставније, да је атмосфера *нестабилно стратификована*. Уочимо, уколико је вертикални температурски градијент у атмосфери већи од сувоадијабатског кажемо да је атмосфера нестабилно стратификоцвана што значи да атмосфера појачава поремећаје који се јаве у њој.

На крају, посматрајмо ситуацију приказану на слици 4.7. Сада се температура мења по стопи од 1,0 °C/100m, односно вертикални температурски градијент је **једнак** сувоадијабатском градијенту. Опет посматрајмо делић ваздуха који мирује на висини од 200 m чија је температура и овог пута иста као и температура околног ваздуха (18,0 °C). Уколико сада делић присилно подигнемо за 100 m он ће се и сада адијабатски хладити па ће му температура на висини од 300 m опет бити 17,0 °C. Међутим, за разлику од претходног случаја, сада ће температура делића бити иста као и температура околног ваздуха те ће он, уколико га ослободимо, остати на том месту јер му је густина иста као и гуастина околног ваздуха. Овај процес одговара ситуацији обележеној словом В на слици 4.4 па, по аналогији, можемо рећи да се сада атмосфера налази у стању **неутралне/индиферентне равнотеже** или једноставније, да је атмосфера *неутрално стратификована*. Уочимо и сада, уколико је вертикални температурски градијент у

атмосфери једнак сувоадијабатском градијенту кажемо да је атмосфера неутрално стратификоцвана што значи да атмосфера не утиче на поремећаје који се јаве у њој.



Слика 4.7 Неутрално стратификована атмосфера.

У случају ведрог и мирног времена атмосфера је, по правилу, стабилно стратификована. Овакве ситуације се јављају обично зими или током летњих ноћи нарочито у периоду после проласка хладног фронта. Стабилно стратификована атмосфера је неповољна појава са становишта квалитета ваздуха. Наиме, у случају стабилне стратификације мешање ваздуха је такође спречено па загађење емитовано у приземном слоју ваздуха ту и остаје. Нестабилна стратификација је карактеристична за летње дане када се због нетабилности јављају снажна конвективна кретања која најчешће продукују кумулусне облаке.

На крају рецимо да је основно стање Земљине атмосфере стабилна равнотежа. Тако да све (или готово све) метеоролошке појаве прате исти шаблон. Тај шаблон се састоји од неколико фаза: (1) на почетку сваког атмосферског процеса атмосфера је стабилно стратификована; (2) због спољашњих утицаја (најчешће неједнаког загревања подлоге) долази до нарушавања стабилне равнотеже на неком месту (локално) и (3) У атмосфери се покрећу разни механизми који покушавају да поново успоставе потпуну стабилност атмосфере. Овакав шаблон није нека посебност метеоролошких процеса већ га можемо уочити у свим природним наукама. Односно, сви системи теже да буду у стању стабилне равнотеже а када то стање буде нарушено у системима се одвијају процеси који теже систем да врате у стање стабилне равнотеже.

4.2.3 Влажноадијабатски процеси

Анализираћемо шта се догађа влажним ваздухом када се он адијабатски уздиже или спушта. При компресији односно при смањењу своје запремине ваздух се загрева тако да релативна влажност опада. Обрнуто, при ширењу долази до његовог хлађења и започиње процес кондензације и у случају да је релативна влажност висока доћи ће до кондензације водене паре. Ослобођена латентна топлота кондензације (видети поглавље 5.1.5) ће успоравати хлађење ваздуха тако да једначина (4.12) престаје да буде у важности.

При уздизању делића ваздуха на некој висини доћи ће до засићења. Висина на којој долази до ове појаве назива се *адијабатски ниво кондензације* или скраћено *ниво*

кондензације. Као и при анализи која је довела до сувоадијабатског градијента температуре, сматра се да се приликом уздизања делић не меша са околним ваздухом, тако се његов однос смеше неће мењати.

Када делић достигне свој ниво кондензације, даље уздизање доводи до кондензације водене паре и ослобађања латентне топлоте. Због ослобађања, латентне топлоте, хлађење делића ваздуха се смањује. У овом процесу, који ћемо сада да посматрамо, постоје две крајње могућности када је у питању учешће кондензоване водене паре, тј. течне воде или леда, у даљем хлађењу. Једна крајња могућност је да се кондензована вода подиже и хлади заједно са делићем ваздуха. Пошто у том случају нема транспорта топлоте кроз границе делића онда се процес може сматрати адијабатским. Овакав процес се назива *засићено-адијабатским процесом.* Друга крајња могућност је да кондензована вода одмах напусти делић па према томе да не учествује у даљем хлађењу. Овакав процес назива се *псеудоадијабатским процесом.* Међутим, разлика између вертикалних градијената температуре у два описана случаја је мала, што је последица чињенице је количина топлоте која се ослобађа хлађењем кондензоване воде а која је мала према количини топлоте која се узима од ваздуха. То је разлог због чега ми нећемо да правимо разлику између ова два крајња случаја, него ћемо те процесе називати једним именом тј. *влажноадијабатским процесом.*

И сада полазећи од једначине првог принципа термодинамике (4.8) можемо доћи до израза за вертикалну промену температуре у *влажноадијабатским процесима:*

$$\frac{dT}{dz} = -\gamma_v, \tag{4.13}$$

где је са γ_v означен *влажноадијабатски вертикални градијент температуре* или кратко *влажноадијабатски градијент* и он се може израчунати користећи израз:

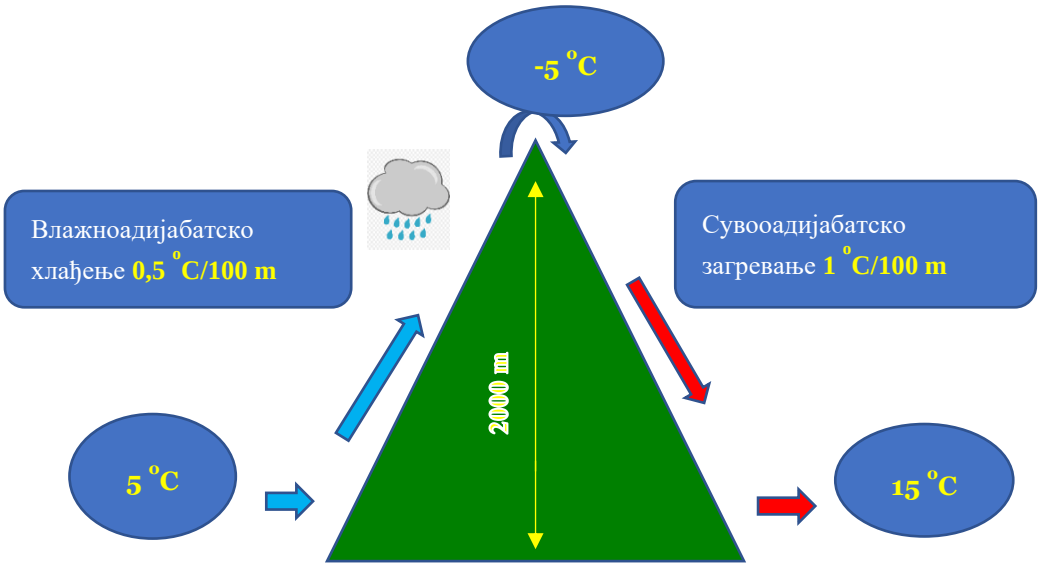
$$\gamma_v = \frac{\gamma_a}{1 + \frac{\lambda}{c_p}\frac{df_s}{dT}}. \tag{4.14}$$

У задњој једначини је са λ означена латентна топлота испаравања воде док израз df_s/dT представља промену односа смесе засићеног ваздуха са променом температуре. Стварне вредности γ_v су у великој мери зависне од промене df_s/dT. Оне су доста велике у близини тла када је ваздух веома топао док су блиске нули за мале температуре, када ваздух не може више да садржи много водене паре. Иначе γ_v се креће од око 0,4 $^oC/100$ m до типичних вредности од 0,6-0,7 $^oC/100$ m па и више. При веома ниским температурама допринос другог члана у бројиоцу (4.14) постаје незнатан па је γ_v веома близак γ_a .

4.2.4 Фен

Постоји више, рекло би се, ″школских" примера који се могу подвести под временске процесе који су узроковани суво и влажноадијабатским процесима. Свима је добро познато да се падавине из облака, мало поједностављено говорећи, формирају дизањем влажног ваздуха топлијег од околине. Ништа мање је позната појава падавина на наветреној (окренутој ветру) страни планина, и топлије и сувље време на другој, ″заветреној", страни. Ове појаве се јављају приликом пребацивања ваздуха преко већих планинских препрека.

Међутим, један од сликовитијих примера адијабатских процеса у атмосфери је ветар *фен* (немачки, föhn). Он настаје у планинским областима када ваздушна струја на свом путу наиђе на планинску препреку. Том приликом она се уздиже и хлади на њеној



Слика 4.8 Схема настанка фена.

наветреној страни. На нивоу кондензације и већим висинама долази до кондензације водене паре донете ваздушном струјом што за последицу има излучивање кише и снега и надаље смањење количине водене паре у ваздуху. Када се ваздушна струја пребаци преко врха и почне да се спушта низ заветрену страну, у ваздуху ће бити мало водене паре, јер се вода из ваздуха излучила на наветреној страни планине. Из овог разлога, ваздух који се спушта можемо посматрати као „адијабатски сув“ јер се у њему приликом спуштања неће догађати кондензација. Једном речју, ваздух се принудно уздиже уз наветренеу страну и при том му се температура мења по влажноадијабатском градијенту док се спушта уз заветрену страну планине и при том му се температура мења по сувоадијабатском градијенту температуре. Пошто је влажноадијабатски градијент температуре мањи од сувоадијабатског, ваздух се на заветреној страни више загреје него што се претходно охладио на наветреној страни што доводи до стварања топлог ветра на заветреној страни.

Настанак фена је илустрован на слици 4.8. Ваздушна струја, у којој је температура ваздуха 5 °C, наилази на планину висине 2000 m. Ваздух је у овој струји засићен воденом паром. Због високе влажности ваздуха приликом уздизања у њему долази до кондензације водене паре па ће се његова температура мењати по влажноадијабатском гредијенту чија је бројна вредност, у овом примеру, 0,5 °C/100 m. Ако на сваких 100 m температура опадне за 0,5 °C до врха планине његова температура ће пасти за 10 °C односно износиће 5 °C-10 °C =-5 °C. Сада овај ваздух почиње да се спушта низ заветрену страну али сада његова расте по сувоадијабатском градијенту чија је бројна вредност 1 °C/100 m. На тај начин се до подножја планине његова температура повећа за 20 °C. Односно, када стигне до подножја планине температура ваздуха ће бити -5 °C+20 °C =15 °C. Дакле због разлике у бројној вредности влажноадијабатског и сувоадијабатског градијента температуре ваздух се, приликом пребацивања преко планине, загрејао за 10 °C. Ветар Фен се јавља у Алпима где, у зимском периоду, представља неповољну метеоролошку појаву јер често доводи до изненадног и наглог подизања температуре ваздуха који нагло отапа снег и често узрокује појаву поплава.

ДЕО III

ВОДЕНА ПАРА У АТМОСФЕРИ

5.1 ВОДЕНА ПАРА У АТМОСФЕРИ

Као што је већ истакнуто, водена пара представља једну од веома важних компонената атмосфере. На пример, она апсорбује Земљино израчивање повећавајући температуру нижих слојева атмосфере. Кондензацијом водене паре долази до образовања облака и падавина без којих је људска делатност тешко замислива, посебно у пољопривреди. Процеси кондензације и испаравања су праћени ослобађањем, или пак апсорбовањем великих количина топлоте што се видно одражава на енергетски биланс атмосфере.

Водена пара представља променљиви састојак атмосфере. Због њеног значаја и потребе да се њено присуство у атмосфери детаљније опише то није учињено у претходној већ ће то бити учињено у посебној глави. Тај опис ће обухватити основне појмове и дефиниције као и њену временску и просторну расподелу у атмосфери изнад разних природних површина.

5.1.1 Елементи влажности ваздуха

Количина водене паре у ваздуху представља влажност ваздуха. За квантитативно изражавање садржаја водене паре у атмосфери користе се разни показатељи.

Према Далтоновом (Dalton) закону, притисак смесе гасова једнак је простом збиру притисака појединих компоненти. Притисак поједине компоненте се обично назива њен парцијални притисак. *Притисак водене паре* e, у ваздуху изражава се као и притисак ваздуха, у милибарима (или паскалима, Pa) и он представља парцијални притисак водене паре која се налази у ваздуху. Видећемо касније када будемо описивали механизам испаравања да притисак водене паре има горњу граничну вредност која се назива *максимални притисак водене паре* који ћемо у даљем тексту обележавати са E. Такође ћемо показати да његова бројна вредност зависи једино од температуре. Зависност максималног притиска водене паре од температуре t (°C) може да се изрази преко Магнусове једначине (Magnus)

$$E = 10^{\frac{\alpha t}{\beta + t} + \gamma}, \tag{5.1}$$

где су α, β и γ константе чије вредности зависе од тога да ли се максимални притисак водене паре рачуна у односу на воду (t_1>0 °C) или у односу на лед (t_1 ≤0°C). Са t_1 је означена температура влажног термометра која је нижа или једнака са температуром ваздуха. За детљније објашњење појма влажног термометра погледати *психрометарски метод* одређивања влажности ваздуха. Бројне вредности ових константи у једначини 5.1 износе: а) α = 7,5; β = 237,3°C (t_1>0 °C) i b) α = 9,5; β = 265,5 °C (t_1 ≤0°C), док γ увек има вредност 0,786. На слици 5.1 је приказана зависност максималног притиска водене паре изнад равне површине чисте воде од температуре ваздуха. Важно је уочити да маскимални притисак монотоно растућа функција температуре. Када се вредност стварног притиска водене, *е*, паре изједначи са вредношћу максималног притиска, *E*, обрачунатом за стварну вредност температуре ваздуха кажемо да је ваздух засићен са воденом паром.

Апсолутна влажност a, представља количину водене паре у kg која се садржи у 1 m^3 ваздуха и изражава се у kg m^{-3}.

Релативна влажност r је однос притиска водене паре, која се налази у ваздуху, и њеног максималног притиска при постојећој температури ваздуха, изражен у процентима

$$r = \frac{e}{E} 100\%. \tag{5.2}$$

Дефицит засићености d, представља разлику између максималног притиска водене паре при постојећој температури ваздуха и притиска водене паре садржане у ваздуху

$$d = E - e. \tag{5.3}$$

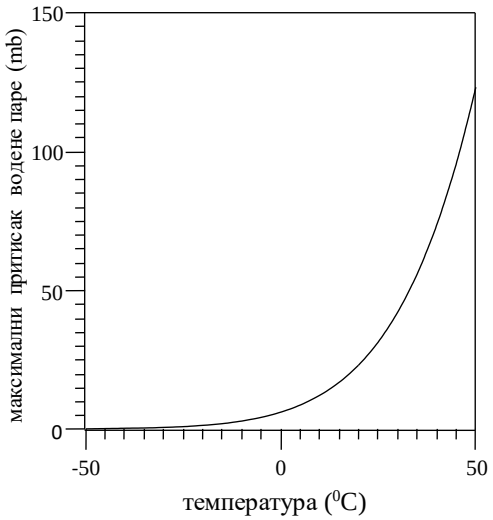
Специфична влажност q је количина водене паре, у килограмима, која се садржи у једном килограму влажног ваздуха. Ова бездимензиона величина се за практичне потребе израчунава преко релације

$$q = \frac{e}{p - e}, \tag{5.4}$$

где је са p означен атмосферски притисак. Нису ретке прилике када се ова величина изражава у g kg^{-1}.

Однос смеше f, представља однос масе водене паре и масе сувог ваздуха у истој запремини. Однос смеше је величина која се као и специфична влажност q не мења при скупљању, ширењу, загревању и хлађењу ваздуха. Зато су обе ове величине веома употребљиве при решавању једначине дифузије која је, опет, везана за објашњење многих процеса у атмосфери. За те, а и друге, потребе однос смеше се често добија преко релације

$$f = 0{,}622 \frac{e}{p - 0{,}378e}. \tag{5.5}$$



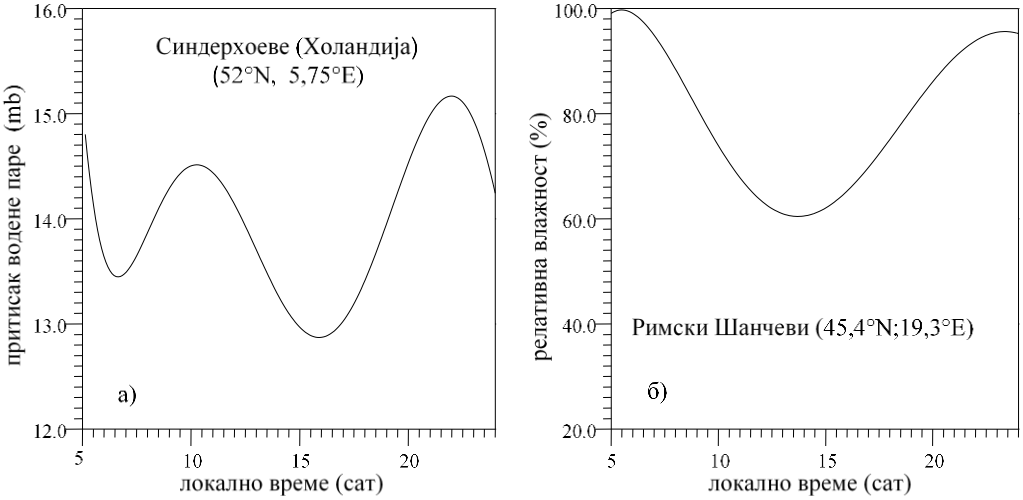
Слика 5.1 Зависност максималног притиска водене паре од температуре у односу на равну површину чисте воде.

Тачка росе. Када је ваздух потпуно засићен воденом паром онда се температура коју ваздух има назива тачком росе. Уколико је познат притисак водене паре онда је тачку росе t_d (^{o}C) могуће одредити и из израза (5.1) ако се E замени са e, t са t_d па се потом добијена једначина реши по t_d.

5.1.2 Дневни и годишњи ход притиска водене паре и релативне влажности ваздуха

Дневни и годишњи ход притиска водене паре. У приземном слоју атмосфере може да се осмотри лепо изражен дневни ход притиска водене паре. Он се образује под утицајем дневних промена температуре на површини земљишта и интензивног турбулентног мешања којим се водена пара транспортује из нижих у више делове атмосфере.

Изнад мора и приобалних области притисак водене паре има једноставан дневни ход са једним минимумом пред излазак Сунца и максимумом између 14 и 15 сати. Очигледно да је минимум условљен смањењем испаравања у време када и температура ваздуха има најнижу вредност. Током дана испаравање се повећава а тим и притисак водене паре. Интензивни турбулентни транспорт водене паре у више слојеве надокнађује се испаравањем првенствено са водених базена. Овакав дневни ход може да се осмотри и изнад копна у зимском периоду.



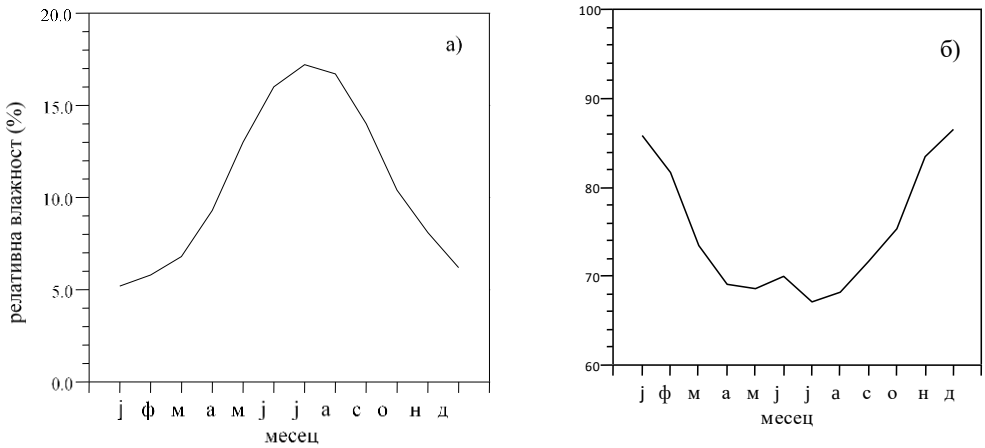
Слика 5.2 Дневни ход: а) притиска водене паре и б) релативне влажности ваздуха према Михаиловић и Румл (Mihailovic and Ruml, 1996).

У летњем периоду изнад копна дневни ход притиска водене паре пролази кроз два минимума и максимума. Минимуми се појављују пред излазак Сунца и у интервалу од 15 до 16 сати док се максимуми појављују у интервалима од 8 до 10 и од 20 до 22 сата (слика 5.2а). Овакав ход може да се објасни на следећи начин. После изласка Сунца температура површине земљишта се повећава што условљава повећање испаравања а ово, пак, брзо повећава притисак водене паре. Овакав тренд се наставља до јутарњих сати (8-10 сати) тј. до периода док процес испаравања преовлађује у односу на процес турбулентног мешања и доста брзог преноса водене паре у више слојеве атмосфере. Настављањем овог процеса одлажење водене паре из слојева атмосфере ближим површини земљишта не може да се надокнади испаравањем са ње што доводи до смањења притиска водене паре. Тај минимум се појављује у временском интервалу 15 до 16 сати тј. у време када је турбуленција најинтензивнија. После овог времена турбуленција почиње да слаби али је површина земљишта довољно топла да подстакне испаравање и уношење у атмосферу нове количине водене паре која ће допринети повећању притиска водене паре. Тај пораст иде до појаве другог максимума који се јавља у временском интервалу од 20 до 22 сата. Током ноћи, испаравање се осетно смањује а одлазак водене паре у више слојеве атмосфере путем молекуларне дифузије и турбулентног мешања је знатно мањи него ноћу. Ипак, и поред видљиве редукције, овим процесима одлажење водене паре се наставља што доводи до смањења њеног притиска. У годишњем ходу притиска водене паре на северној полулопти појављују се минимум у јануару а максимум - у јулу (слика 5.3а). Дневно колебање

притиска водене паре је више изражено изнад копна него изнад мора а посебно током лета. Тада због интензивног турбулентног преноса водене паре и наглог раста максималног притиска водене паре долази до осетне разлике између максималне и минималне вредности релативне влажности.

Дневни и годишњи ход релативне влажности. Дневни ход релативне влажности зависи од дневног хода притиска водене паре и максималног притиска водене паре. С повишењем температуре ваздуха повећава се интензитет испаравања са површине која се испарава што за последицу има и повећање притиска водене паре. Међутим, максимални притисак водене паре расте много брже него притисак водене паре тако да са повишењем температуре површине, која се испарава, релативна влажност ваздуха се снижава. Отуда и појава да у близини Земљине површине релативна влажност има ход супротан ходовима температура ваздуха и температуре површине која се испарава. Максимална вредност релативне влажности појављује се пред излазак Сунца док минимум наступа у интервалу од 15 до 16 сати (слика 5.2б).

Подаци о просечним вредностима релативне влажности по месецима показују да њен годишњи ход пролази кроз максимум у јануару а да минималну вредност достиже у јулу (слика 5.3б). И овај као и дневни ход су супротни одговарајућим ходовима температуре ваздуха. Овакав ход релативне влажности се често назива и *континенталним*. Међутим, у областима где током лета дувају ветрови с мора, максимум релативне влажности у годишњем ходу јавља се лети.



Слика 5.3 Годишњи ход: а) притиска водене паре и б) релативне влажности ваздуха у Новом Саду (1949-1989. године).

5.1.3 Утицај биљног покривача и градских услова на притисак водене паре и релативне влажности ваздуха

Биљни покривач осетно утиче на влажност ваздуха. Због биљне масе он се знатно више испарава него, на пример, голо земљиште па отуда и повећан садржај водене паре у приземном слоју атмосфере изнад биљног покривача. Изнад њега је брзина ветра смањена а то повлачи и слабији турбулентни транспорт водене паре у више слојеве а самим тим и њено повећано присуство у слоју атмосфере непосредно изнад биљног покривача. Мерења показују да је притисак водене паре унутар биљног покривача већи него изнад њега, посебно, у летњем периоду. Током дана притисак водене паре се смањује идући од површине земљишта према вишим деловима биљног покривача. То смањење је током ноћи нешто спорије и у непосредној је вези с образовањем росе на површини биљног покривача. Биљни покривач има велики утицај и на релативну влажност. На пример, током сунчаног и ведрог летњег дана унутар склопа пшенице и ражи, релативна влажност је 15-30% већа него

на отвореном простору. У шуми притисак водене паре је током лета нешто виши него у пољу али се та разлика не уочава у зимском периоду. Микрометеоролошким мерењима установљено је да разлика између релативних влажности ваздуха у крошњама дрвећа и на слободном простору, у просеку износи 8-11% а у неким случајевима и до 30%.

У урбаним срединама, а посебно у великим градовима, притисак водене паре и релативне влажности ваздуха су мањи у поређењу са њиховим вредностима на отвореном простору. Објашњење за овакав однос је једноставно. У урбаним срединама повећано је отицање воде после падавина, на пример, путем канализационе мреже. Осим тога у градовима су осетно смањене површине под биљним покривачем тако да је и по том основу испаравање веома мало - скоро занемарљиво.

5.1.4 Географска расподела влажности ваздуха

Расподела садржаја (концентрације) водене паре на Земљи зависи од брзине испаравања у појединим областима и од преноса водене паре ваздушним струјањима, из једне области у другу. Географска расподела притиска водене паре углавном следи расподелу температуре ваздуха. Највеће вредности притиска водене паре могу да се осмотре у близини екватора где њихове средње месечне вишегодишње вредности прелазе 20 mb а у појединим месецима могу да буду веће и од 35 mb. Са повећањем географске ширине притисак водене паре опада. Зими он је нижи изнад континената него изнад мора и океана. У дубини континента, у хладнијој половини године, средње месечне вредности притиска водене паре у просеку износе око 10 mb. Овај контраст у расподели притиска водене паре изнад копна и океана и мора губи се током лета. Ово се објашњава чињеницом што, без обзира на високе вредности дефицита засићености $E - e$ изнад континента, у поређењу с океанима, а које су условљене високим температурама, испаравање са копна је ограничено због ограниченог садржаја влаге у земљишту. То је разлог због чега притисак водене паре изнад континената не прелази његове вредности изнад водених површина.

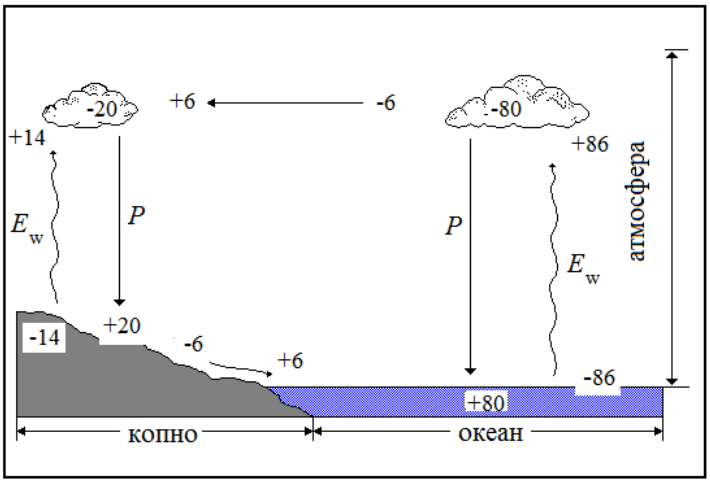
Географска расподела релативне влажности има много сложенији карактер од расподеле притиска водене паре. У екваторијалним областима због великог притиска водене паре релативна влажност достиже велике вредности тако да средња годишња вредност достиже и 85%. Приближно исте вредности оно достиже и у Северном леденом океану и његовом приобалном подручју. Има и таквих области где она има изузетно ниске вредности као, на пример, у пустињама Средње Азије где њене средње месечне вредности током лета достижу 15-20%.

5.1.5 Испаравање

У атмосфери водена пара затвара један круг који је познат под именом *кружење воде* или водене паре у атмосфери. Са површине копна и водених басена испарава се вода која затим доспева у атмосферу где се кондензује. Као продукти кондензације јављају се облаци. Из неких од њих падају падавине. Оне као нова вода поново доспевају на површину копна или водених басена - чиме је круг затворен. Једна илустрација кружења воде дата је на слици 5.4 преко средњег годишњег хидролошког циклуса система Земља-атмосфера.

Приликом кружења вода се појављује у различитим фазама - гасној, течној и чврстој. Ово једињење поседује један број необичних особина које му управо дају ексклузивност у односу на остале климатске супстанце. На пример, оно највећу густину има на 4°C, што је неуобичајено за флуиде код којих се густина по правилу смањује са снижењем његове температуре. Међутим, ова аномалија, која се јавља код воде, је одлучујућа у презимљавању многих организама у води. Њене топлотно-физичке

особине, а посебно запреминска специфична топлота ($4{,}187 \times 10^6$ J $^oC^{-1}m^{-3}$), чине је средином која се спорије загрева у односу на природне минерале и ваздух, али се спорије и хлади. Ово је надаље чини одличним конзерватором топлоте и средином која има доста умерен термички утицај на околину.



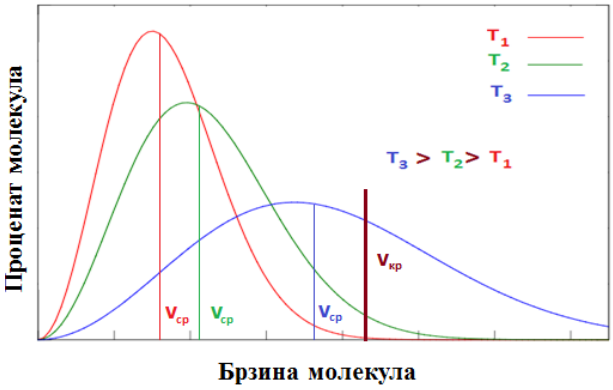
Слика 5.4 Кружење воде у природи.

Један од процеса заступљених у кружењу воде је и испаравање. Водена пара доспева у атмосферу захваљујући процесу испаравања са површина мора и океана, река и језера, влажног земљишта и биљног покривача. Са површина океана годишње се испари око 447 900 km^3 воде (86 %), а са земљишта различитог типа - 70 700 km^3 (14 %). Највећа количина водене паре налази се у слоју ваздуха који непосредно належе на површину са које се испаравање одиграва. У више слојеве атмосфере водена пара доспева путем механизма вертикалне размене - конвекција и турбулентне размене. Значајну улогу у процесу преношења водене паре имају и адвективни процеси којима се водена пара преноси са океана и мора у унутрашњост континента. Њена количина се смањује са повећањем висине и идући према унутрашњости континента. Количина водене паре у атмосфери зависи од многих фактора (физичко-географски услови места, годишње доба, временски услови) те се због тога водена пара појављује као веома променљива компонента у саставу атмосфере.

5.1.6 Основне напомене о испаравању са водене површине

Молекули течности налазе се у непрекидном хаотичном кретању. Молекули остају унутар течности јер их на окупу држе привлачне међумолекулске силе. Да би неки молекул напустио течност он мора да има довољно енергије како би могао да савлада међумолекулске силе. Везаност молекула можемо илустровати поређењем са космичким брзинама. Уколико камен бацимо вертикално увис он ће се пењати до неке висине затим ће се зауставити и на крају вратити на Земљу. Ако камен бацимо већом брзином он ће се попети на већу висину али ће се опет зауставити и на крају вратити на Земљу. Питамо се да ли постоји брзина која ће обезбедити камену да се непрекидно пење односно да се никада не врати на Земљу. Одговор је да и та брзина се назива друга космичка брзина. Колика је вредност друге космичке брзине на различитима планетама зависи само од јачине гравитационог поља те планете односно од интензитета привлачне силе између Земље и камена. Што је јачина поља већа то је потребна већа брзина да би се планета напустила. Слично се догађа молекулима унутар течности. Уколико се молекул налази у близини површине течности и његова брзина је усмерена ка спољашњости молекул ће

напустити течност само ако му је брзина већа од минималне која је потребна да се савладају привлачне међумолекулске силе. Бројна вредност те минималне брзине зависи од јачине сила које делују између молекула течности. Вода се, од већине других течности, издваја по томе што су привлачне силе између њених молекула неуобичајено велике. Погледајмо сада које су последице описане чињенице да течност могу да напусте само молекули са највећим брзинама односно кинетичким енергијама. Молекули се крећу различитим брзинама. Расподела молекула по брзинама у идеалном гасу је приказана на слици 5.5.



Слика 5.5 Расподела молекула по брзинама.

Са слике видимо да, на некој температури, мали проценат молекула има врло мале брзине (леви крај слике) и мали број молекула има врло велике брзине (десни крај слике). Највише молекула има брзине блиске средњој брзини свих молекула обележеној са $v_{ср}$. Са исте слике видимо да што је температура виша то је и средња брзина молекула већа. Важи и обрнуто, *што је средња брзина молекула већа то је виша температура течности*. Уколико течност приликом испаравања напуштају само молекули са највећим брзинама (на слици су то молекули који имају брзину већу од $v_{кр}$) то ће се у овом процесу смањивати и средња брзина преосталих молекула. Видели смо да смањивање средње брзине молекула води ка снижењу температуре и због тога се приликом испаравања течност хлади. Уколико желимо да се испаравање одвија при непромењеној температури течности морамо додавати одређену количину топлотне енергије. Та количина топлоте се назива латентна топлота испаравања и њена бројна вредност зависи од јачине међумолекулских сила у течности. Латентна топлота испаравања воде је велика и износи око $2{,}4\times10^6$ J kg^{-1} на температури од 20 °C. Видимо да је она око 600 пута бројно већа од специфичне топлоте воде која износи око 4×10^3 J K^{-1}kg^{-1}. То значи да је потребно потрошити 600 пута више топлоте да би се нека количина воде испарила него загрејала за 1 °C. Или још илустративније, иста количина топлоте се потроши приликом испаравања једног литра воде као и приликом загревања шест литара воде од температуре 0 °C до температуре од 100 °C. Количина топлоте која се утроши за испаравање неке количине воде једнака је количини топлоте која се ослободи приликом кондензације водене паре добијене приликом испаравања.

5.1.7 Испаравање у природним условима

Испаравање представља једну од основних компоненти водног и енергетског биланса активне површине са које се обавља испаравање. У природним условима активна површина може да буде: слободна водена површина, голо земљиште и биљни покривач. За практичне потребе испаравање се изражава преко висине слоја воде у милиметрима која се испари у јединици времена (kg m^{-2} s^{-1} или mm s^{-1}).

Испаравање у природним условима представља доста сложен процес и његов интензитет зависи од великог броја фактора. Сагласно *Далтоновом (Dalton) закону*, интензитет испаравања E_i директно је пропорционалан разлици притиска засићене водене паре E_1, на температури активне површине која се испарава и притиска водене паре e, која се налази у ваздуху. Осим тога она је обрнуто сразмерна атмосферском притиску p, или ако се горе наведено запише, та зависност има облик

$$E_i = C_w - \frac{E_1 - e}{p}, \tag{5.6}$$

где је са C_w означена константа (kg m^2 s^{-1}) која зависи од неке средње брзине ветра.

Сасвим једноставна анализа ове једначине указује на њене зависности. Испаравање ће бити веће уколико је већи и дефицит влажности тј. разлика E_1-e. Ако је температура површине која се испарава виша од температуре ваздуха онда ће то важити и за одговарајуће максималне притиске водене паре E_1 и E, где је са E назначен одговарајући максимални притисак водене паре у ваздуху при некој његовој температури. У том случају процес испаравања ће да потраје и поред тога што је ваздух изнад површине засићен (e=E_1). Међутим, даље испаравање је могуће јер је E_1<e. Обрнуто, ако је површина која се испарава хладнија од ваздуха при довољно великој релативној влажности може да се деси да је e>E_1. У том случају је и E_i<0 тако да се уместо испаравања јавља кондензација водене паре на самој површини без обзира што ваздух изнад површине још није постао засићен.

Зависност брзине испаравања од атмосферског притиска условљена је чињеницом да се у непокретном ваздуху молекуларна дифузија директно убрзава уколико је атмосферски притисак нижи. Наиме, што је он нижи и молекули се лакше одвајају од површине која се испарава. Ова зависност може сасвим лепо да се уочи уколико се упореде брзине испаравања на различитим висинама у планинским пределима. *Дифузија* је процес спонтаног транспорта материје или енергије под утицајем одговарајућег градијента из зоне више у зону ниже енергије или концентрације.

Испаравање у природним условима осетно зависи и од брзине ветра. Повећање брзине ветра доприноси и повећаној турбулентној размени водене паре а самим тим и интензивнијем испаравању. Наиме, турбулентно мешање са површине односи ваздух који је засићен воденом паром а на његово место доноси нови, сув ваздух који је спреман да прими нову количину водене паре.

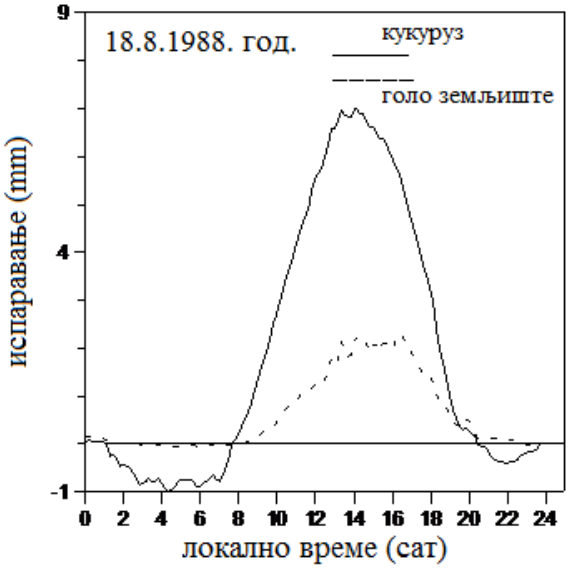
У природним условима на испаравање доста утиче и нехомогеност површина. Размена влаге између копна и воденог басена је један леп пример тог ефекта. Тако, на пример, када ваздух струји са копна на водену површину она ће брже да се испарава зато што је разлика E_1-e код долазећег сувљег ваздуха већа него што је она претходно била изнад воденог басена. Обрнуто, када ваздух струји са водене површине на копно, брзина испаравања са водене површине ће постепено да се смањује због смањења разлике E_1-e. Изнад мањих водених басена ветар знатно повећава испаравање и то осетније него изнад већих водених басена. Разлог је једноставан. Изнад мањег воденог басена ветар много више и дуже наноси нове количине релативно сувљег ваздуха. Међутим, на интезитет испаравања са великих водених басена, као што су мора и океани, велики утицај има и салинитет пошто је притисак засићене водене паре изнад раствора мањи него изнад чисте воде.

Испаравање са земљишта, као активне површине, зависи пре свега од његових физичких својстава и стања. Земљиште са већим капиларама у себи ће спорије да испарава него када оно у себи садржи мање капиларе. Кроз мање капиларе вода брже допире до површине па ће и испаравање са површине земљишта бити веће. Испаравање са земљишта је веће што је земљиште влажније и што је ниво подземних вода виши. Рељеф, такође, може значајно да утиче на испаравање. На већим висинама ваздух је

покретљивији па је процес испаравања интензивнији него у долинама и равничарским пределима.

У метеорологији се употребљавају два појма за дефинисање испаравања са засићене или незасићене површине. Један је појам *потенцијалног испаравања*, под којим се подразумева максимална количина воде која би могла да се испари при одређеним временским условима. Ова дефиниција се односи на водену површину али и на друге активне површине, под условом да имају довољно воде. Наиме, потенцијално испаравање са голог земљишта засићеног до пољског водног капацитета, затим са оптимално влажне, компактне травнате површине и са водене површине практично се подударају. Други појам се односи на *стварно испаравање* које представља количину воде која се испарава у постојећим условима и у првом реду зависи од количине влаге у земљишту.

На испаравање у природним условима осетно утиче и присуство биљног покривача. Оно знатно смањује испаравање са површине земљишта док се, пак, са биљног покривача испарава велика количина воде коју биљке кореновим системом узимају из дубљих слојева земљишта (слика 5.6). Водена пара која напушта површину вегетације резултат је два процеса. Једног, физичког процеса потенцијалног испаравања воде са површине вегетације и другог, физиолошког процеса, при коме водена пара долази из унутрашњости биљке, познатог као *транспирација*. Она, као и испаравање са других активних површина, зависи од метеоролошких фактора као што су сунчево зрачење, температура, влажност ваздуха и



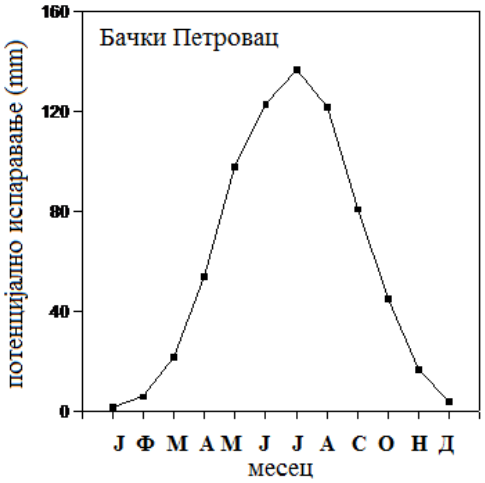
Слика 5.6 Дневни ход испаравања изнад поља кукуруза [Михаиловић и Румл (Mihailovic and Ruml,1996)].

брзина ветра. Међутим, транспирација зависи и од: физиолошких особина биљака, фазе развића, развијености кореновог система као и броја стома и њиховог распореда.

Истовремено испаравање и са земљишта и са биљака познато је као *евапотранспирација*. И оно може да буде: *стварна евапотранспирација* или *потенцијална евапотранспирација*. Под првом се подразумева количина испарене воде са земљишта и са биљака у постојећим временским условима и условима влажности земљишта. Под другом се, пак, подразумева количина испарене воде са земљишта потпуно покривеног вегетацијом, када у земљишту нема дефицита воде. Евапотранспирација зависи од свих фактора спољне средине од којих зависи испаравање и са земљишта и са биљака, а осим тога и од биолошких особина биљке и фаза њиховог развића.

5.1.8 Дневни и годишњи ходови испаравања

Испаравање се током дана осетно мења. Оно је најинтензивније у подне када је највиша температура површине која се испарава и када су највеће разлике E_1-e и највећа брзина ветра од којих оно осетно зависи (једначина 5.6). У то време најинтензивнија је и турбулентна размена влаге.



Слика 5.7 Годишњи ход потенцијалног испаравања у Бачком Петровцу за период (1948-1989. год.)

У вечерњим сатима температура активне површине се смањује, самим тим се и разлика E_1-e приближава нули тако да ваздух постаје засићен. Испаравање практично престаје. Уколико је тада температура активне површине (листова биљака, разних предмета) нижа од температуре околног ваздуха долази до појаве кондензације или сублимације водене паре на њој. Дневни ход испаравања највише је изражен у летњим данима када је највише изражен и дневни ход температуре ваздуха. На слици 5.7 приказан је годишњи ход испаравања који је типичан за умерене ширине. Код њега се минимум испаравања појављује у децембру, док се максимум уочава у јулу.

5.1.9 Методе за израчунавање испаравања

Испаравање са активне површине у природи представља један од важних процеса у кружењу воде у систему Земља-атмосфера. Пошто при испаравању подлога губи топлоту трошећи је на овај процес, оно се јавља као веома важан процес у размени топлоте између активне површине и атмосфере. Не само метеоролози, него и људи од пољопривредне науке и праксе су живо заинтересовани за што је могуће коректније одређивање испаравања са различитих природних површина али пре свега са голог земљишта и вегетационог покривача. На пример, ова информација им је посебно драгоцена за потребе агротехнике приликом одређивања заливних норми.

Егзактна мерења испаравања са било које активне површине су доста сложена и нису решена на задовољавајући начин. Инструменти који се користе за мерење испаравања називају се *испаритељи*. Данас у свету постоји велики број разних типова испаритеља, од којих већина даје задовољавајуће резултате само у условима за које су конструисани. Разлог је једноставан. Код свих ових инструмената испаравање се одиграва са мале површине воде или земљишта. Тај ограничени простор изолован од осталог дела воденог басена или земљишта представља површину на којој се нарушавају природни услови размене влаге и топлоте између ње и околног ваздуха. То резултује у

вредностима испаравања које могу да се знатно разликују од оних какве су у природи. По правилу испаритељи мере потенцијално испаравање јер испаравање са њих не зависи од садржаја воде у њима. Оно се стално надокнађује вештачким путем сваког наредног дана. Оно што показују испаритељи поклапа се са стварним испаравањем када је активна површина (вода или земљиште) засићена до пољског водног капацитета. До података о испаравању може да се дође и преко *лизиметара*. То су по правилу велики танкови испуњени земљиштем и са вегетацијом са које се одређује испаравање и која се налази у његовом окружењу. Са лизиметрима се мери стварно испаравање или евапотранспирација, дакле када земљиште није засићено до пољског водног капацитета. До података о испаравању у природним условима може да се дође и путем *микрометеоролошких мерења*. То је један специфичан поступак који даје добре резултате али због своје сложености није могуће да се увек примени. Коначно постоји и трећи начин да се одреди испаравање са активне површине у природним условима, а то је његово израчунавање преко *емпиријских формула* уз коришћење климатолошких података. На овом месту пажњу ћемо посветити неким од њих.

Мајерова (Mayer) формула се користи за израчунавање суме испаравања са слободне водене површине у току једног месеца *E*, изражене у милиметрима. Ова формула има облик

$$E = 2{,}25(E - e)(5 + u), \tag{5.7}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: *E* - средњи месечни максимални притисак водене паре (mb); e - средњи месечни притисак водене паре (mb) и u - средња месечна брзина ветра на висини од 10 m (m s^{-1}).

Туркова (Tűrк) формула. Помоћу формуле

$$W = k(G + 209{,}21)\frac{t}{t + 15}, \tag{5.8}$$

могуће је израчунати потенцијално испаравање, *W*, са земљишта под вегетацијом у току једног месеца, изражено у милиметрима. У формули (5.8) уведене ознаке имају следећа значења: *k* - коефицијент чија вредност износи 0,0956 (s m^{-2}) за све месеце осим за фебруар, када му је вредност 0,0884 (s m^{-2}), или 0 када је средња месечна температура ваздуха нижа од 0°C; *t* - средња месечна температура ваздуха (°C) и *G* - средња месечна сума глобалног зрачења (J cm^{-2}).

5.2 КОНДЕНЗАЦИЈА И СУБЛИМАЦИЈА ВОДЕНЕ ПАРЕ У АТМОСФЕРИ

У овој глави ћемо се позабавити процесима кондензације и сублимације водене паре у атмосфери. Прво ћемо се укратко упознати са њиховом физичком суштином а потом и са условима при којима долази до њихове појаве на Земљиној површини и у атмосфери. Посебна пажња биће посвећена опису неопходности присуства кондензационих језгара у атмосфери и њиховој улози у образовању: магли, падавина при Земљиној површини и облака. Пошто магле и облаци посредно или непосредно имају великог утицаја на људске активности биће изложени и неки основни поступци растурања облака и магли.

5.2.1 Механизми кондензације и депозиције водене паре у атмосфери

У претходној глави дефинисали смо појмове везане за фазне прелазе воде. Тако смо кондензацију дефинисали као фазни прелаз из гасовитог у течно стање, док је директан прелаз из гасовите у чврсту фазу дефинисан као *депозиција.* Напоменимо да се процес депозиције често назива и *сублимација* која примарно представља обрнут процес, прелазак супстанције из чврстог у гасовито агрегатно стање. Оба ова процеса се одигравају и у атмосфери и на Земљиној површини или прецизније на предметима и биљном покривачу који се налазе на њој.

Водена пара која се налази у атмосфери може да пређе у течно или чврсто стање само ако је притисак водене паре e већи од максималног притиска водене паре E при датој температури, тј. ако је $e>E$. Ови процеси се одвијају преко механизама који нису тако једноставни и наведени услов није сам по себи довољан да би дошло до кондензације или сублимације.

Тако на пример, увек је у оваквим ситуацијама упутно упознати се прво са механизмом тзв. *хомогене кондензације* која се односи на образовање водених капи у хомогеној воденој пари. Слика овог процеса је много јаснија ако претпоставимо да се у гасној фази молекули сударају, али да се том приликом не разлете већ да образују један стабилан комплекс - кап. Ово се наравно догађа уколико је $e>E$, односно уколико је водена пара *презасићена*. Међутим, рачун показује би за образовање стабилних капи у оваквом процесу притисак водене паре морао буде већи од његове максималне вредности E за 4,4 пута. У атмосфери таква презасићења су веома ретка па је и кондензација настала овим процесом занемарљива са становишта настанка падавина.

У природи је од много већег значаја један други механизам кондензовања водене паре познат под именом - *хетерогена кондензација*. Она се састоји у томе да се образовање капи одвија на честицама које се налазе у запремини водене паре која се кондензује. Том приликом презасићење водене паре не мора да иде до размера као код хомогене кондензације већ се оно обавља при знатно нижим вредностима притиска водене паре које су нешто изнад његове максималне вредности. Ово је нарочито изражено уколико је полупречник честица већи. Тако на пример, за кондензацију на честицама полупречника већег од 10 mm потребно је незнатно презасићење. Објашњење за ово је једноставно. Површински напон капи је довољно велики да не дозволи молекулима воде да оду са ње тј. да учествују у испаравању. Овим објашњењем је управо

назначен и принцип функционисања *језгара кондензације* или *кондензационих језгара* како се још називају.

Језгра кондензације су примесе које се на различите начине уносе у атмосферу при чему су то најчешће хигроскопне честице соли и капљице киселина. Она се обично задржавају у атмосфери у виду најситинијих честица које у њу доспевају испаравањем капљица морске воде образованих при појави великих таласа. Такође, честице у атмосфери могу да се задрже као продукти сагоревања угља (сумпорна и азотна једињења).

Адсорбујући по својој површини молекуле водене паре, хигроскопне честице имају улогу "ембриона″ за образовање капљице који се у почетном стадијуму састоји од концентрованог раствора соли или киселина. Притисак водене паре изнад овако образоване капљице је знатно мањи него изнад равне водене површине. Оваква ситуација очигледно погодује условима за образовање капљице чак и при релативној влажности ваздуха нешто мањој од 100%. За њен даљи пораст, међутим, потребна је све већа и већа релативна влажност и поред смањења полупречника кривине површине капи. Наиме, ово је због тога што се са повећањем капљице смањује и концентрација раствора у њој.

Дакле, услед присуства хигроскопних језгара појављују се услови за почетак кондензације и образовање капљице у почетном стадијуму. Даљи пораст капљице може да се настави само ако је притисак водене паре у ваздуху већи од максималног притиска водене паре непосредно изнад капи што се обично одиграва при релативној влажности у интервалу 101-102%.

Процес кондензације може да се одигра и на нехигроскопним честицама које лебде у ваздуху као што су: честице земљишта и минералних материја, разни микроорганизми, итд. Ове честице у великој количини у атмосферу обично доспевају путем турбулентног мешања и вертикалног струјања ваздуха. Језгра кондензације могу да буду и космичка и вулканска прашина. Сва ова језгра на својој површини адсорбују молекуле водене паре и она одмах потом имају улогу коју имају првобитно образоване капљице. Размере ових језгара морају да буду веће од размера хигроскопних језгара пошто само при таквом услову кондензација може да се обави при незнатном презасићењу водене паре. На малим нехигроскопним језгрима кондензације овај процес се не остварује пошто је за његову реализацију потребна водена пара која је осетно презасићена. Међутим, такви услови у природи се обично не реализују.

Концентрација језгара кондензације се мери њиховим бројем у 1 cm^3 ваздуха. Изнад океана тај број се креће у интервалу 600-800 језгара док изнад индустријских области тај број може да достигне и неколико милиона. Тако, на пример, присуство неког индустријског центра може да се у погледу концентрације језгара кондензације осети и до неколико десетина па и стотина километара од њега. Димензије језгара кондензације крећу се у интервалу од 5 nm до 0.1 μm. Хигроскопна језгра имају полупречнике реда величине 0.01 μm, а нехигроскопна су нешто већа 0.05 μm. Хемијска анализа воде од кише, обичних капи и аеросола прикупљених из разних слојева атмосфере показује да су најраспрострањенија језгра кондензације која садрже једињења: хлора, сумпора, угљеника, азота, мангана, натријума и калијума.

5.2.2 Кондензација и сублимација путем хлађења ваздуха

Да би дошло до кондензације водене паре у атмосфери осим присуства језгара кондензације потребно је да се температура ваздуха спусти испод тачке росе. Пошто је неопходност постојања првог услова већ објашњена, на овом месту пажња ће бити посвећена условима при којима температура ваздуха може да се спусти испод тачке росе. Ти процеси углавном могу да се сврстају у четири групе.

Кондензација водене паре услед хлађења површине земљишта путем израчивања и хлађења належућег слоја ваздуха. Током мирног времена и безоблачног неба, после заласка Сунца, површина земљишта а и предмети на њој могу знатно да се охладе због интензивног израчивања. Ово ће надаље да проузрокује и хлађење ваздуха у слоју атмосфере који непосредно належе на ту површину при чему ће водена пара тог слоја да се приближи стању засићења. Када се потом температура површине земљишта и предмета на њој спусти испод тачке росе, водена пара ће почети да се кондензује на њима, образујући капљице воде. Међутим, хлађење приземног слоја ваздуха испод тачке росе може да се одигра и у ваздуху, када долази до појаве магле. Ако се, пак, на некој висини налази слој ваздуха са високим садржајем водене паре, при његовом хлађењу услед израчивања може да дође до кондензације и образовања облака.

Кондензација услед додира топлог ваздуха са хладном активном површином. До кондензације овог типа може, на пример, да дође када ваздух са топлије морске површине струји на хладнију површину копна. До ње може да дође и када се ваздух премешта са топлије копнене на хладнију водену површину или ако се, пак, премешта из области топлих у области хладних морских струја.

Кондензација водене паре при мешању две ваздушне масе различитих садржаја водене паре, блиских засићењу, и различитих температура. Наведено мешање ваздуха доводи до снижења температуре топлије ваздушне масе. Притисак водене паре у измешаном ваздуху може да буде знатно виши од максималног притиска водене паре на температури измешаног ваздуха при чему се вишак водене паре кондензује. Навешћемо један пример овакве кондензације са одговарајућим бројним вредностима.

Претпоставимо да се мешају две ваздушне масе које имају температуре t_1=10°C и t_2=20°C, редом при чему обе садрже засићену водену пару са одговарајућим максималним притисцима $E^{(1)}$=12,3 mb и $E^{(2)}$=23,4 mb, редом, и средњом вредношћу притиска водене паре измешаног ваздуха E_s=17,8 mb. Међутим, са друге стране средњој температури ваздуха t_m =15 ^{o}C одговара максималан притисак водене паре E_m=17,1 hPa. Очигледно да је $E_s>E_m$ па се вишак водене паре, који се том приликом јавља, кондензује.

Кондензација при адијабатском уздизању. Већ је истакнуто да се при адијабатском уздизању ваздух са незасићеном воденом паром хлади за око 1 ^{o}C на сваких 100 m. Кад водена пара постане засићена, даље уздизање ваздуха повезано је са његовим хлађењем које проузрокује кондензацију. Адијабатско хлађење уздижућег ваздуха је процес којим се најчешће обавља кондензација у слободној атмосфери и основни је узрок образовања облака. Коначно, овим процесом се образује највећи број продуката кондензације

5.2.3 Кондензација водене паре на Земљиној површини, вегетацији и надземним предметима

У претходном поглављу је речено да ваздух који непосредно належе на Земљину површину, у додиру са хладним земљиштем, вегетацијом и надземним предметима може да се охлади до тачке росе. При његовом даљем хлађењу вишак паре почиње да се кондензује на њиховој површини. У зависности од услова хлађења том приликом могу да се образују: роса, слана, иње и поледица - који се називају и продуктима надземне кондензације или *падавине које се образују при Земљиној површини.*

Роса. Ако се Земљина површина и предмети и вегетација на њој толико расхладе да им је температура нижа од тачке росе околног ваздуха, тада ће се додиром влажног ваздуха са њима, водена пара кондензовати и излучити у облику сићушних водених

капљица. Ако је тачка росе изнад $0^{o}C$ онда се водена пара кондензује у виду *росе*. Најчешће се роса накупља на предметима који интензивно израчују а истовремено су и лоши проводници топлоте.

Образовању росе обично погодује тихо и ведро време у току ноћи, али ако се појави и слаб ветар онда ће роса интензивније да се накупља. Физички је очигледно да први део наведеног услова погодује интензивном израчивању предмета, голог земљишта и вегетације, а други - лаганом наношењу водене паре на њих. Међутим, јачи ветар би у потпуности допринео да до образовања росе не дође због поспешивања мешања хладнијег ваздуха при тлу и топлијег на висини.

Роса се највише накупи на трави, на лишћу ниског жбуња и других биљака које израчују, много више него равна површина земљишта. Осим тога у ваздуху унутар биљног покривача, релативна влажност је много већа него изнад голог земљишта па због тога на деловима биљака пре долази до кондензације. Роса је веома важна за биљке јер у многим крајевима са малом количином падавина она даје значајан део воде потребне за њихов живот. Количина падавина од росе може да износи и до 0,3 mm у току једне ноћи или до 50 mm у току године. Она се обично појављује у пролеће и у јесен а слабије у летњим месецима.

Слана. Слана се образује на сличан начин као и роса али када је тачка росе испод $0^{o}C$. Тада се водена пара сублимује у виду танких ледених кристала који имају облик љуспица, иглица или перја. Понекад због различитог степена израчивања подлоге, на температури око $0^{o}C$ могу да се истовремено образују и слана и роса с тим што је слана нешто обилнија.

Иње. Иње се састоји из сићушних, храпавих и слани сличних облика, који се при магловитом и "оштром" времену нахватају на гранама и оштрим ивицама предмета. Иње се најчешће јавља као *обично* и *тврдо* иње. Обично иње представља беле танке слојеве ледених кристала, сличних слани, сложених претежно на вертикалним површинама. Оно се образује при прехлађеној магли или сумаглици, и то на оној страни одакле дува ветар.

Процес стварања иња одвија се на следећи начин. Прехлађене капљице магле, када их ветар нанесе на неки чврст предмет заледе се на њему. Заједно са прехлађеним капљицама магле, ветар носи и водену пару на температури испод $0^{o}C$, која се сублимује у честице кристала шестоугаоног облика доста сличне снежним пахуљицама. Како је максималан притисак водене паре изнад леда мањи него изнад воде онда ће иње да се нахвата баш на оним местима где се налази раније образовано иње. Тврдо иње се састоји од непровидних зрнастих структура, сличних снегу или леду, које се таложе при сумаглици на температури испод $0^{o}C$ на исти начин као и иње. Иње се често образује после периода јаког мраза, као претходник топлијег времена тако да има прогностички значај.

Поледица. Под овим појмом подразумевају се наслаге леда, обично хомогене или прозирне, настале залеђивањем прехлађених капљица сумаглице или кишних капи, на предметима чија је површинска температура нижа од $0^{o}C$ или, пак, нешто мало виша. Она се обично образује на почетку и крају зиме при температури ваздуха у интервалу од $-5^{o}C$ до $-3^{o}C$.

Поледица може да настане углавном на два начина. Један је када кишне капи падну на Земљину површину или на разне предмете изнад ње. Тада се оне одмах заледе у додиру са чврстим предметима. Том приликом јака поледица може да се образује ако је температура на Земљиној површини нешто испод $0^{o}C$. Поледица може да настане и у следећим случајевима: а) ако се после дуготрајног и јаког мраза догоди преокрет времена, при ком обично падне киша на још увек смрзнуто земљиште и ту се заледи; б) под истим условима као што је већ описано али ако се уместо кише појави измаглица и в) ако се после јаког мраза изненада догоди преокрет времена, при коме дува топао и

влажни ветар изнад охлађене земљине површине и водена пара се на њему кондензује а потом замрзне. У ова три описана случаја превлаке од леда су танке и не задржавају се дуго. Много јаче поледице се образују у првоописаном случају. Тада се поледица може нахватати не само на Земљиној површини већ и на предметима и вегетацији изнад ње (стубови, дрвеће, жбуње, итд.).

5.2.4 Магле

Магла и сумаглица настају услед кондензације водене паре у близини Земљине површине тј. у приземном слоју атмосфере. Под *маглом* се обично подразумевају капљице воде или кристали леда у ваздуху који смањују видљивост на растојању мањем од 1 km. Ако је видљивост, пак, смањена у интервалу од 1 до 10 km онда се говори о *сумаглици*. Интензитет магле или сумаглице се из различитих разлога степенује као на пример у саобраћају. Отуда и једна могућа градација може да изгледа овако: а) слаба сумаглица (2-10 km), б) умерена сумаглица (1-2 km), в) слаба магла (500-1000 m), г) умерена магла (50-500 m) и д) јака магла (видљивост је мања од 50 m). Свакако да су могуће и друге градације уз не мању дозу субјективности.

Уколико је температура ваздуха већа од 0°C онда се магла састоји од капљица воде полупречника 2-5 μm док се, пак, при негативним температурама састоји од капљица прехлађене воде, кристала леда и замрзнутих капљица воде. Капљице воде које сачињавају сумаглицу имају полупречник који је мањи од 1 μm. Приликом увећавања капљица сумаглица може да пређе у маглу док при испаравању магла може да се трансформише у сумаглицу.

Видљивост у магли зависи од димензија капљица и кристала који је сачињавају као и од *воденог садржаја* магле. Под воденим садржајем магле се подразумева количина воде, у течном или чврстом стању, садржана у 1 m^3 ваздуха. Осматрања указују да се водени садржај магле креће од 0,02 mg m^{-3} до 1,0 g m^{-3} као и да је он већи при позитивним него при негативним температурама ваздуха. Број капљица у слабој магли се у средњем креће од 1 до 10 капљица у 1 cm^3 док је у јакој магли тај број знатно већи од 400-600 капљица.

Магла обично настаје у случајевима када притисак водене паре у слоју ваздуха који је непосредно уз Земљину површину, већи од максималног притиска водене паре. Уколико је довољан број језгара кондензације, магла може да се појави и при вредностима релативне влажности ваздуха које су мање од 100%. Овај услов је обично испуњен при јаким мразевима. Објашњење појаве магле при оваквом времену налази се у чињеници да се тада магла састоји од ледених кристала изнад којих је максимални притисак водене паре мањи него изнад прехлађене воде на истој температури. На основу физичких услова образовања, магле могу да буду: магле хлађења, магле које нису настале хлађењем и магле које су настале делатношћу човека.

Магле хлађења настају услед снижења температуре ваздуха уз Земљину површину при чему се она спусти испод тачке росе. Оваква ситуација може да настане као последица: а) Земљиног израчивања, б) адвекције топлог ваздуха на хладнију подлогу и в) уздизања ваздуха уз орографске препреке. Отуда и подела на: радијационе, адвективне и магле падина.

Радијационе магле настају услед интензивног Земљиног израчивања због чега се у знатној мери охлади тле а потом и ваздух који непосредно належе на њега. Овај механизам хлађења се потом постепено преноси на више слојеве. Образовању ове врсте магле погодују следећи услови које ћемо образложити. 1) Довољно велика релативна влажност ваздуха; ово је један од битних услова. У противном уколико је садржај водене паре у ваздуху мали до образовања магле неће доћи чак и при знатном хлађењу ваздуха.

2) Мала облачност; она погодује образовању магле зато што повећава ефективно израчивање стварајући услове за интензивније хлађење земљишта а потом и нижих слојева атмосфере. 3) Слаб ветар; при брзинама ветра до 2 m s^{-1} још увек релативно лако може да дође до расхлађивања ваздуха који непосредно належе на активну апсорпциону површину.

Адвективне магле настају приликом кретања топлог ваздуха изнад хладне подлоге. У вертикалном правцу простиру се и по неколико стотина метара обухватајући велика пространства. Обично настају на један од следећих начина. 1) Премештањем тропског ваздуха (посебно тропског ваздуха изнад површине мора) ка вишим географским ширинама; 2) Премештањем топлог континенталног ваздуха на хладнију површину мора. 3) Премештањем топлог морског ваздуха на хладнију површину копна. Понекад се овако настале магле називају *приморске* магле. 4) Премештањем ваздуха са топле на хладну површину. Овакве магле образују се најчешће на местима сусрета топлих и хладних морских струја. Отуда се називају и *морским* маглама.

Магле падина се образују при адијабатском хлађењу ваздуха услед његовог уздизања уз планинске падине. Међутим, уколико је то уздизање интензивније онда се не образује магла већ гомиласти облаци - кумулуси.

Магле које нису настале хлађењем су првенствено магле испаравања и магле мешања.

Магле испаравања је могуће осмотрити када је температура воде виша од температуре ваздуха. Оне се образују хлађењем и кондензацијом водене паре која долази са водене површине у слој ваздуха изнад ње. Том приликом до испаравања долази чак и при релативној влажности ваздуха од 100%, па и већој. Ово се објашњава чињеницом да је дефицит засићености ваздуха, при температури површине воде, већи од нуле чак и при релативној влажности ваздуха већој од 100%. Магле испаравања образују се најчешће у јесен и то изнад река и језера. Када је током године време хладније оне могу да се образују и изнад морских залива. Најповољнији услови за настајање ових магли јављају се при лаганој адвекцији јако хладног ваздуха с копна на топлу водену површину.

Посебна врста магле испаравања позната је под именом *фронталне* магле. Ову врсту магле могуће је осмотрити непосредно пред пролазак топлог фронта с којим се она премешта. Основни узрок настанка фронталних магли лежи у чињеници да због испаравања фронталних падавина долази до засићења ваздуха. Образовање фронталних магли може да буде потпомогнуто и адијабатским снижењем температуре ваздуха изазваним опадањем притиска испред фронта. Непосредно уз површину додира две ваздушне масе фронта, магла може да настане после њиховог мешања.

Магле мешања се образују при мешању две ваздушне масе, које имају различиту температуру и садржај водене паре али су обе блиске стању засићења. Ове магле се често образују на обалама мора и језера при великом контрасту температуре ваздуха изнад копна и водене површине и при слабом ветру.

Магле настале делатношћу човека односе се на градске и магле мразева као и на магле настале вештачким путем, на пример магле за борбу против мраза.

Градске магле. У великим градовима, где се у ваздуху налази велика количина честица, понекада се образују магле које се називају градским маглама и које се обично не простиру далеко од области града. Оне се образују услед присуства великог броја активних језгара кондензације у чијем присуству кондензација може да започне при релативној влажности ваздуха 75-95%. Ово се обично дешава у јутарњим часовима, када је водена пара у ваздуху близу стања засићења.

Градске магле понекад могу да имају тамнију боју насталу присуством честица дима и других примеса у капљицама воде. Њихов интензитет се увећава управо због присуства великог броја честица које интензивно зраче хладећи се. Ове магле се најчешће јављају у индустријским центрима и то много чешће него у самом граду. Са повећањем броја загађивача у граду расте и вероватноћа појаве ових магли. На пример,

у Лондону, који је иначе познат по овим врстама магле, у првој половини XX века за сваких петнаестак година, вероватноћа појаве магле се повећавала за један и по пут. Градске магле знатно смањују дужину трајања сунчевог сјаја у великим градовима што се директно одражава на његов топлотни биланс. У крупним индустријским центрима, неретко, долази до појаве густих и опасних магли које су помешане са димом и издувним гасовима аутомобила. Такве магле се називају *смогом*.

Магле мразева. Јављају се зими приликом ниских температура ваздуха и у присуству ниске инверзије, обично захватајући мале насељене површине у граду. Њихово образовање везано је за јутарње часове када се у ваздуху појављује велика количина језгара кондензације. Током дана, када порасте температура, ове магле слабе или у потпуности ишчезавају. Уколико током дана више ослабе оне се обнављају у вечерњим сатима што у континуитету може да се понови и по неколико дана.

5.2.5 Облаци и њихова физичка структура

Најуочљивија особина Земље када се посматра са сателита или из свемирског брода је облачни покривач. У било ком тренутку, око једне половине Земљине површине покривено је облацима. Облаци се могу наћи почев од Земљине површине па до висине од око 20 km. Поједине врсте облака могу се наћи и на висинама до 30 km, а неке друге чак и до 80 km. Међутим, тачан састав ових високих облака није познат.

Под облаком се обично подразумевају видљиви продукти кондензације или сублимације водене паре, који су нагомилани на некој висини. Из њих се појављују падавине и јављају непогоде. Они осетно утичу на доток краткоталасног зрачења на активну површину преко чега се тај утицај одражава и на температурни режим земљишта, водених басена и ваздуха. Облаци су веома различити како по морфологији тако и њиховој микроструктури.

Облаци се састоје из ситних капљица воде или кристала леда. Отуда и њихова подела на *водене* и *ледене* облаке. Пошто се у облацима капљице воде често јављају у "прехлађеном" стању, истовремено са кристалима леда, онда се облаци таквог састава називају - *мешовити* облаци.

Осматрања која су обављена авионима показују да се водени облаци састоје из капљица различитих димензија чији се полупречници углавном налазе у интервалу 4-25 μm. У облацима се налазе "крупне капи" које су доста блиске капима које су карактеристичне за падавине. За разлику од капљица облака оне имају велику брзину падања. Њихов број, за капи полупречника већег од 75 μm, креће се и до 3000 по 1 m^3 у слојасто-кишовитим облацима.

Један од квантитативних показатеља облака је његов *водени садржај* који се дефинише као садржај воде (у течном или чврстом стању) који је измерен у 1 m^3 облачне масе и изражава се обично у g m^{-3}. На пример, у гомиластим облацима водени садржај се мења од 0,7 g m^{-3} у његовим доњим па до 1,8 g m^{-3} у његовим горњим деловима.

У атмосфери има доста облака који се састоје из ситних кристала леда. Они настају при веома ниским температурама, али упадајући у ниже топлије слојеве облака током времена образују велике пахуљице. На Аљасци, ледени облаци могу се осмотрити при самој Земљиној површини на температури испод -40°C. На ниским температурама кристали се обично образују у виду малих шестостраних призми. Ови кристали могу да се образују од капљица воде које се брзо залеђују остављајући својеврстан кондензациони траг иза авиона, такође при температури нижој од -40°C.

Углавном постоје два основна типа малих кристала облака. Једни су у виду шестостране призме димензија 0,1-0,3 mm; могу се осмотрити на температурама од -

15°C, и нижим. Перјасти облаци се претежно састоје из ове врсте кристала. Друга врста се јавља у облику танких плочица на температурама од -4°C до -18°C.

5.2.6 Морфологија облака

Као што је објашњено у претходним поглављима, облаци настају у ваздуху који је постао презасићен у односу на течну воду или лед. Најчешћи начин на који ваздух постаје засићен је кроз дизање праћено адијабатским ширењем и хлађењем. Главни типови подизања, од којих сваки продукује различите облике облака, могу да се групишу на следећи начин.

1) Локално дизање топлих делића ваздуха у условно нестабилној околини продукује *конвективне облаке*. Ови облаци имају пречнике који варирају у опсегу од око 0,1 до 10 km. У њима се ваздух диже вертикалним брзинама које су типично реда величине неколико метара у секунди, али могу достићи и неколико десетина метара у секунди у великим конвективним облачним системима. Трајање конвективних облака варира од неколико минута до неколико сати.

2) Принудно дизање стабилног ваздуха продукује *слојасте облаке.* Ови облаци настају на висинама од Земљине површине па до тропопаузе и могу се простирати преко области од неколико стотина или хиљада квадратних километара. Брзине подизања варирају од неколико центиметара у секунди до око 10 cm s^{-1}. Водени садржај код ових облака је неколико десетих делова грама по кубном метру ваздуха или мање. Слојасти облаци обично постоје током периода од неколико десетина сати.

3) Принудно подизање ваздуха при преласку преко брда и планина продукује *орографске облаке*. Узлазне брзине које при томе настају зависе од брзине и правца ветра, као и висине баријере, и могу достићи неколико метара у секунди. Водени садржај је типично неколико десетина делова грама по кубном метру. Орографски облаци могу бити сасвим пролазни, али се при сталном ветру могу дуго задржати.

Поред описаних облака који настају при дизању ваздуха, облаци такође могу настати путем механизама који су описани раније, тј. због: 1) хлађења ваздуха испод тачке росе у додиру са хладном површином; 2) мешања два делића масе ваздуха различитих температура. И 3) адијабатског ширења и хлађења због брзог локалног пада притиска. Овај процес је одговоран за настајање *димњачких облака* повезаних са торнадима и морским пијавицама.

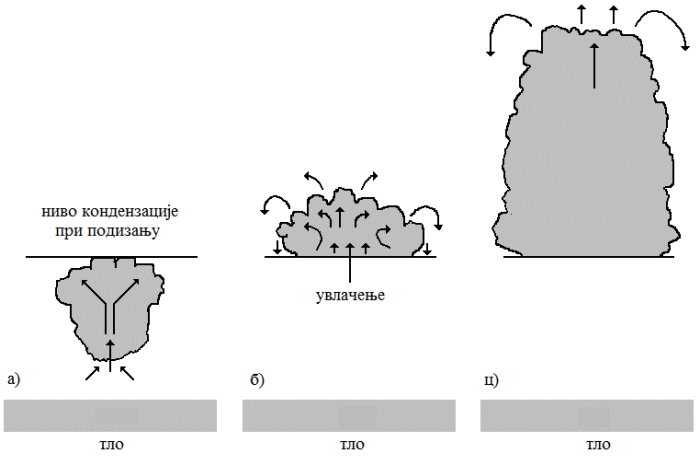
Основу за међународну класификацију облака предложио је Хаувард (Luke Howard) 1803. године. Он је користио латинска имена *кумулус* (cumulus - хрпа или гомила) за конвективне облаке, *стратус* (стоји за слојасте облаке), *цирус* (cirrus - увојак косе) за влакнасте облаке и *нимбус* за кишне облаке заједно са њиховим комбинацијама (нпр. цирокумулус, циростратус, стратокумулус). По међународној класификацији, нимбус или нимба се користи у комбинованим именима искључиво да означи облаке из којих пада киша (нпр. нимбостратус, кумулонимбус). Такође се користе комбинације, нпр. алтостратус или алтокумулус, где префикс *алто* означава облаке средњих висина који се налазе на висинама од 2 до 7 km.

Као што је већ речено, конвективни облаци настају локалним дизањем топлих делића ваздуха у условно нестабилној околини. Тако настаје и облак *кумулус,* Cu (слика 5.8а), чија је база добро дефинисана што указује да је ваздух на нижим нивоима добро измешан због конвекције, тако да је висина кондензационог нивоа уздизања прилично уједначена изнад велике области. Млади облаци који расту, показују доста финих детаља. Границе су им оштре, што им даје изглед карфиола. У овој фази облаци се углавном састоје од течне воде, мада се могу простирати изнад изотерме 0°C. Како делићи облачног конвективног ваздуха губе потисак при подизању, њихови обриси

постају искрзани. Код старих хладних облака изглед искрзаности постаје израженији због присуства великог броја делића леда.

Слика 5.8 Јаки конвективни облаци: а) кумулус; б) кумулонимбус.

Такође, ветар шири горње делове овог облака по хоризонтали тако да се формира *наковањ*. У овом стадијуму облак се претвара у *кумулонимбус*, Cb (слика 5.8 б). Надаље, повећава се концентрација делића леда и наковањ расте. У следећој фази делови кумулонимбуса се слеђују. Врхови јаких конвективних облака који достижу до тропопаузе се често на овом нивоу хоризонтално шире преко великих области због позитивне статичке стабилности.



Слика 5.9 Термик у различитим стадијумима развоја. Стрелице показују кретање ваздуха. а) испод кондензационог нивоа уздизања пречник (невидљивог) термика расте при подизању; б) изнад кондензационог нивоа уздизања термик постаје видљив као облачни торањ. Престаје да се шири пошто делови "разблажени″ увлачењем заостају; в) облачни торањ је достигао максималну висину. После тога слаби, тоне и испарава. Кумулусни облак се састоји од великог броја оваквих термика у различитим стадијумима развоја.

Пажљивим посматрањем конвективних облака може се уочити да се они састоје од великог броја појединачних елемената или торњева. Њихов животни циклус од раста до распадања мери се минутима. Бројни облачни торњеви могу се видети на слици 5.8. Ове

торњеве производе елементи ваздуха који се подижу под утицајем силе потиска и који се зову *термици*. Прерастање термика у облачни торањ шематски је приказано на слици 5.9. Приликом подизања, термик одгурује околни ваздух са своје горње границе. Истовремено, околни ваздух се увлачи у турбулентни траг испод термика, као што је приказано на слици 5.9б. Такође, нешто околног ваздуха може бити увучено турбулентним мешањем кроз стране и врх термика. Као последица *увлачења* пречник термика у почетку расте при његовом дизању, као што је приказано линијама на слици 5.9а. Међутим, изнад кондензационог нивоа уздизања, термик који се сада види као растући облачни торањ престаје да се шири због увлачења хладног, сувог ваздуха. Испаравање дела облачне воде доводи до хлађења, потисак термика се због тога смањује и део ваздуха у њему заостаје. До момента када термик потпуно ослаби тиме што се једанпут окрене наопако његов потисак је потпуно потрошен. До тог тренутка он је порастао до висине изнад базе облака која је типично један и по пут већа од његовог пречника.

Испаравање које се догађа на граници облака доводи до хлађења и према томе, низлазних кретања. Ове низлазне струје теже да пригуше дизање термика изнад кондензационог нивоа уздизања изван облака. Због тога, границе облака остају прилично добро дефинисане. Нето узлазно кретање ваздуха у конвективним облацима компензовано је споријим спуштањем ваздуха изнад много већих области између облака. Тако, постоји тенденција да термици потхрањују претходно формиране облаке. Штавише, пошто су ове области овлажене претходним термицима, смањено је испаравање нових термика.

Мада *слојасти* облаци у облику стратуса могу да настану *дизањем* магле, уобичајени начин њиховог настанка на великим пространствима у умереним ширинама је дизање ваздуха повезано са развојем циклона. Наилазак топлог фронта представља нарочито згодну прилику да се уоче слојасти облаци у различитим фазама развоја. Пре проласка топлог фронта при тлу, благо подизање ваздуха у топлом сектору, изнад гушћег ваздуха у хладном, продукује слојасте облаке чија се висина смањује са приближавањем фронта. Први знак наиласка фронта је појава врло високих (~ 9 km) *цирусних* облака (слика 5.10), обично са запада.

Слика 5.10 Цирус.

Цирусни облаци се састоје од делића леда чија величина може бити неколико милиметара, али је концентрација делића доста мала (~ 0,1 cm^{-3}). Због релативно великих делића леда у цирусу и релативно ниског максималног притиска водене паре изнад леда, делићи леда често испадају и пређу понекад и километар и више пре него што испаре.

Како се фронт примиче посматрачу, цирусе замењују *цироституси,* Cs (слика 5.11). Цироституси често могу бити толико танки да се тешко могу уочити. Међутим, у

оваквим ситуацијама често се може видети *хало*. Хало настаје преламањем светлости на хексагоналним призмама леда. У принципу, хало треба да буде потпун круг, али се као такав ретко може видети.

Слика 5.11 Цироcтратус.

Током неколико сати цироcтратуси дебљају и спуштају се. Сунце постаје тешко видљиво кроз слој ледених кристала који може бити дебео 2-3 km и простирати се преко области од неколико хиљада квадратних километара. У овом стадијуму облак се зове *алтостратус*, As (слика 5.12). Хало се ретко виђа код алтостратуса, али се понекад може уочити низ сјајних обојених прстенова око Сунца и Месеца. Ови прстенови се зову *корона* и настају преламањем светлости на малим капљицама воде. Ако су облачне капљице доста уједначене величине, може се видети неколико низова прстенова. Растојање између прстенова зависи од величине капљица. У сваком низу, унутрашњи прстен је љубичаст или плав, спољашњи је црвен, а остале боје су између ова два прстена. Корона око Месеца је доста честа, али није мање честа ни око Сунца.

Слика 5.12 Алтостратус.

Једино што се у правцу Сунца ређе гледа, па се зато корона ређе и уочава. При даљем дебљању и спуштању према тлу, алтостратус добија уједначен, сив изглед и из њега почињу падавине. Овакав облак се сада зове *нимбостратус*, Ns (слика 5.13) и кроз њега се Сунце више не може видети. У овој фази слојеви облака могу постојати на неколико нивоа. Делићи леда из горњих слојева могу падати у доње облачне слојеве где расту као

снежни делићи, топе се при проласку кроз нулту изотерму и стижу на Земљу као киша. Ниво топљења се често може уочити гледајући према хоризонту у правцу Сунца. Пошто снег расипа више светлости него киша, облак је знатно тамнији изнад него испод слоја топљења.

Слика 5.13 Нимбостратус.

У слојасте облаке такође спадају *цирокумулуси*, Cc (слика 5.14), *алтокумулуси*, Ac (слика 5.15) и *стратокумулуси*, Sc (слика 5.16). На ове облаке очито делују два основна типа кретања која их разбијају на мале елементе кумулусног типа или *таласасте* облике.

Слика 5.14 Цирокумулус.

За кумулусне елементе се сматра да представљају мале конвективне ћелије унутар облачних слојева. Ове ћелије настају због загревања базе облака зрачењем са тла, потпомогнутим понекад конвективним транспортом топлоте, и хлађењем врхова облака израчивањем у простор. Овај феномен је теоријски испитивао Рејли који је показао да за слој дате дебљине постоји критична разлика у загревању, која кад се пређе долази до ћелијских кретања. Ове ћелије се зову *Бенарове* (*Bénard*) *ћелије* и за њих се каже да настају *Рејлијевом конвекцијом*. Ако се флуид загрева одоздо, а у исто време се појачава смицање хоризонталног струјања, класичне Бенарове ћелије прерастају у таласасте облике поређане у правцу вектора смицања. Таласна кретања могу се такође развити унутар стабилно стратификоване атмосфере под условом да вертикално смицање ветра

пређе критичну вредност. После тога настаје нестабилност смицања. Кретања која настају имају облик великих таласа оријентисаних управно на смицање ветра.

Слика 5.15 Алтокумулус.

Слика 5.16 Стратокумулус.

5.2.7 Методе вештачког растурања облака

Растурање облака се најчешће постиже уколико се на облаке дејствује хемијском супстанцом. Углавном су то угљена киселина или сребро јодид (AgJ). Понекад се у сврху деловања на облаке употребљава и ултразвук. Овим поступком постижу се веома добри резултати у растурању ниских слојастих облака и стратокумулуса, мада је у таквим ситуацијама веома отежан узлет и лет авиона из кога се обавља засејавање облака. Расејавање реагенаса, осим употребом авиона, може да се оствари и дејством са површине Земље уз коришћење ракета и пиротехничких патрона. За расејавање на висинама од неколико километара користе се веће ракете.

По растурању облака мења се и зрачни биланс изнад области где се оно обавља. Повећава се апсорпција сунчевог зрачења од стране активне површине пошто оно сада више није апсорбовано од стране облака. Промена режима зрачења доводи до промене у

ходу појединих метеоролошких елемената. Експерименти су показали да растурање облака изнад области површине реда величине од неколико хиљада квадратних километара доводи до повишења температуре ваздуха за 7-8°C.

У принципу су решени и многи проблеми који су везани за растурање облака изнад површине од 10 000 km^{2} као и задржавања таквог стања за довољно дуг временски интервал. Овакво стање атмосфере је неопходно за несметани рад великих аеродрома, важна астрономска осматрања као и у неким другим приликама. Међутим, растурање облака изнад великих површина је још увек доста велики подухват у скупу поступака који су познати као - *вештачки утицај на време*.

5.3 ПАДАВИНЕ ИЗ ОБЛАКА

Под атмосферским падавинама подразумевају се капи воде и кристали леда, који по укрупњавању у облацима, из атмосфере падају на Земљину површину. У овој глави ћемо се позабавити тумачењем физичких механизама укрупњавања облачних елемената и образовања чврстих и течних падавина у њима.

Количина падавина представља запремину воде од падавина која доспе на површину од 1 m^2. Изражава се у литрима по квадратном метру (l/m^2). Уколико се један литар воде разлије на површину од m^2 висина воде ће тада износити 1 mm. Дакле уместо количине падавина која се изражава у l/m^2 можемо користити и величину која се назива висина падавина а која се изражава у јединицама mm, при чему количини падавина од 1 l/m^2 одговара висина падавина од 1 mm. Једна од често употребљаваних карактеристика падавина је и њихов *интензитет*. Под њим се подразумева количина падавина у јединици времена. Обично се на метеоролошким станицама, одређује само интензитет течних падавина који се изражава у милиметрима падавина у минути. Том приликом се на основу визуелне процене падавине деле на: слабе, умерене и јаке. *Трајање падавина* и њихов *облик* су још две карактеристике падавина потребне за потпуно описивање овог метеоролошког елемента. Трајање падавина је дужина временског интервала од почетка до свршетка падавима док је облик падавина одређен формом воде у којој она доспева на земљину површину. По облику падавине могу бити: киша, снег, град, роса, слана, поледица, иње, росуља, суснежица ...

5.3.1 Класификација падавина

Падавине могу да се класификују на основу агрегатног стања у коме доспевају на Земљину површину или, пак, на основу синоптичке ситуације при којој, су се образовале. На основу агрегатног стања у ком доспевају на Земљу падавине могу да буду: *чврсте*, *течне* и *мешовите*, док падавине образоване на основу синоптичке ситуације могу да буду: *падавине унутар ваздушне масе* и *фронталне падавине*. Осим на ова два начина, падавине могу да се класификују на основу физичких услова њиховог образовања као и по интензитету падања. При оваквој класификацији могу да буду с*ипеће* и *пљусковите*.

У чврсте падавине се убрајају: *снег*, *снежна крупа*, *снежна зрна*, *ледена крупа*, *ледена киша* и *град*. Снег се састоји из ледених или снежних кристала који најчешће имају облик звезде или пахуље који настају слепљивањем неколико звездастих форми. Снежна крупа је непрозрачни сферни комад леда беле или мат беле боје пречника од 2 до 5 mm док су снежна зрна непрозрачни мат бели комади пречника који је мањи од 1 mm.

Ледена крупа се састоји од ледених прозрачних комада у чијем се центру налази непрозрачно језгро. Њихов пречник се креће и до 3 mm. Ледена киша се састоји од прозрачних ледених сфера чији пречник може да буде у интервалу од 1 до 3 mm. Понекад се испод ледене скраме задржи незамрзнута прехлађена вода. Град се састоји од комада леда различитих облика и размера. Зрно града се обично састоји од непрозрачног језгра које је окружено са неколико прозрачних и непрозрачних слојева леда. Њихов размер се

креће у доста широким границама. Најчешће, пречник им је 1-3 cm али у неким случајевима може да премаши и 10 cm.

У течне падавине се убрајају киша и сипећа киша. Кишу сачињавају капи пречника од 0,5 до 7,0 mm док сипећу кишу (измаглицу) сачињавају капи пречника 0,05-0,5 mm у лебдећем стању тако да је њихово падање готово неприметно.

Под мешовитим падавинама подразумева се мокар снег тј. снег који се топи или његова смеша са кишом.

Фронталне падавине обично падају из система фронталних слојасто-кишних и високих слојастих облака, а понекад из стратокумулуса. Углавном су умерене, слабо мењају интензитет и обухватају велику површину на коју падају. Падају непрекидно или, пак, са незнатним прекидима у дугом временском интервалу. Тај интервал је обично дугачак неколико часова мада може да се продужи и на неколико десетина часова.

Пљусковите падавине падају из кумулуса и то у кратком временском интервалу. Површина коју обухватају при падању је мала. Појављују се обично лети када из њих падају крупне кишне капи понекад заједно са градом. Зими ова врста падавина може да се препозна када из облака падају крупне пахуље снега. У прелазним периодима током године могу да се осмотре пљусковите падавине у којима се појављују снежна крупа, ледена крупа заједно са кишом и снегом. Често је интензитет ових падавина доста велики. Међутим, оне могу да се појаве и као падавине малог интензитета. На пример, при падању мање количине кишних капи које падају из неког изолованог кумулуса.

Падавине унутар ваздушних маса образују се унутар хомогених ваздушних маса. За стабилну топлу ваздушну масу карактеристичне су падавине у виду ситне кише које падају из слојастих облака или падавине у виду сипеће кише која пада из густог слоја стратокумулуса. У хладној ваздушној маси падају пљусковите падавине.

Најмањи интензитет имају сипеће падавине док највећи интензитет карактерише - пљусковите. Са практичног становишта веома је важно познавање интензитета падавина, посебно пљусковитих. На пример, киша чији интензитет прелази вредност од 1 mm/min већ може да се назове пљусковитом. Пљускови неретко наносе велику штету привреди: спирају земљиште, образују раст корова, оштећују путеве итд.

5.3.2 Процеси укрупњавања облачних елемената

Облачни елементи (капљице и снежне пахуљице) прелазе у падавине када достигну толику тежину да отпор и узлазна струјања ваздуха не могу да их одрже у лебдећем стању. Према томе облачни елементи треба да се увећају до димензија за које би брзина њиховог падања била не само већа од брзине узлазних струјања ваздуха већ довољно велика да се капљица или ледени кристал не испаре на путу од облака до Земљине површине. Уколико се, на пример, падавине, које падају из облака, испаре, не доспевши до Земљине површине, испод облака ће се појавити трагови падања (вирга) понекад сасвим јасно изражени.

Брзина падања, V, капљице различитих димензија често може да се одреди уз коришћење разних емпиријских формула. За капљице полупречника од 1-200 μm ту брзину је могуће израчунати преко Стоксове формуле

$$V = 126r, \tag{5.9}$$

где је r, полупречник капљице изражен у метрима. За крупније капи ова зависност се мења и добија други облик због повећаног отпора ваздуха изазваног увећањем димензија капи. Тако, за капи чији су полупречници већи од 5 mm брзину њиховог падања могуће је одредити преко емпиријске формуле

$$V = 134\sqrt{r}. \tag{5.10}$$

Снежне пахуљице падају брзином која је мања од брзине падања капљица исте масе пошто због веће површине наилазе на већи отпор ваздуха. Експерименталним путем је утврђено да се брзине падања снежних пахуљица налазе у интервалу 0,1-0,01 m s^{-1}.

Неопходан услов за падање падавина из облака је укрупњавање облачних елемената. Оно се одиграва преко основних процеса: *кондензације* и *сублимације* водене паре на њима као и *коагулацијом* тј. спајањем капљица или слепљивањем кристала леда приликом њихових судара.

Кондензациони раст облачних елемената. Раст облачних капљица полупречника мањег од 10 μm путем кондензације водене паре на њој, у почетку иде доста брзо; за неколико секунди њихов полупречник се увећа 2 до 3 пута. Међутим са увећањем полупречника капљице брзина њеног даљег кондензационог пораста, у окружењу презасићеног окружујућег ваздуха нагло опада. За образовање капи полупречника 100 μm, при презасићењима која су присутна у облацима, потребан је веома дуг временски интервал и од неколико десетина сати при осталим непромењеним условима у облаку.

Коагулациони раст капи је последица сударања капи једне с другом при чему долази до њиховог стапања тј. коагулације. До коагулације ситнијих капи долази због молекуларно-топлотног (брауновског) кретања али и због турбулентног мешања. Рачун показује да брауновска и турбулентна коагулација доводе до укрупњавања само најситнијих облачних капи које не достижу димензије капи које могу да падају из облака.

Коагулација у облацима може да проистекне услед различитих брзина падања капи. Под дејством силе Земљине теже крупне капи падају много брже него ситније при чему крупне капи сустижу ситније капи стапајући се са њима у још крупније. Оваква коагулација назива се гравитационом и она има најважнију улогу у укрупњавању облачних елемената и образовању кишних капи..

Узлазна струјања ваздуха доприносе снижењу његове температуре што за последицу има увећање презасићења ваздуха воденом паром и такав кондензациони раст капљица који ствара услове за њен даљи раст путем коагулације. Осим тога капљице које су узлазним струјањима подигнуте на велику висину при падању кроз цео облак могу механизмом гравитационе коагулације да нарасту до великих димензија. Тако, на пример, код кумулусних облака дебљине преко 1 km и при интензивним узлазним струјањима ваздуха гравитациона коагулација може да игра значајну улогу у образовању падавина.

Гравитациона коагулација има значајну улогу и у расту ледених честица у облаку. Ледене честице могу да се сударају с капљицама, на температури нижој од 0°C, тако долази до раста кристала за износ залеђених капљица прехлађене воде. При интензивирању овог процеса снежне пахуљице се трансформишу у честице крупе (сферокристале). На температурама вишим од 0°C кристали се увећавају за износ слоја воде да би се потом ледене честице у потпуности преобразиле у капи. Коагулација снежних пахуљица једне с другом доводи до образовања крупнијих пахуљица снега.

5.3.3 Образовање кише и снега

Образовање падавина у воденим облацима. За образовање падавина у овим облацима од великог значаја су: њихова вертикална распрострањеност (дебљина облака), брзина узлазних струјања ваздуха у њима, њихов водени садржај као и време њиховог постојања. Отуда се водени облаци углавном састоје из малих капљица које при одређеним условима могу да дају падавине.

Стратуси и стратокумулуси су облаци чија је дебљина мала и износи око 1 km док је брзина узлазних струјања у ваздуху, такође мала и износи око 1 m s^{-1}. Овакви услови онемогућавају да се образују крупније капи. Међутим, ови облаци поседују једну особину а то је да они могу да опстану доста дуго (нпр. дан и више). Последица ове особине је да кондензациони раст капи а потом и њихова коагулација у стратусима може да доведе до образовања капљица сипеће кише која пада из ових облака савлађујући слаба узлазна струјања. Понекад из стратокумулуса може да се појави слаба киша у виду ситних капи или, пак, слаб снег.

Образовање падавина у леденим облацима. У леденим облацима услови раста облачних елемената су повољнији него у воденим облацима. Разлог лежи у чињеници да је у њима увек присутно презасићење у односу на лед тако да ледене честице веома брзо расту за износ сублимације водене паре. То може да услови и појаву падавина у виду траке из тзв. *кристалних* облака и зимских алтостратуса, цируса и циростратуса поред тога што су им мали водени садржај и вертикалне брзине делића ваздуха; из алтостратуса чак могу да се појаве и падавине у виду слабог или умереног снега.

Пахуљице се образују при сублимацији водене паре на леденим кристалима добијајући форму шестоугаоних равних плочица. При удаљавању од површине таквог кристала концентрација водене паре расте.

Образовање падавина у мешовитим облацима. У мешовитим облацима: алтокумулусима, нимбостратусима и кумулонимбусима, где се ледени кристали налазе заједно са капима прехлађене воде услови за сублимациони раст кристала су изузетно повољни. Они су још повољнији уколико су капи у облаку крупније од кристала леда. Због преноса водене паре са капи на кристале ови брзо нарасту до великих димензија. Овај процес се наставља све док се све капи воде не испаре и облак пређе у чисто ледени облак. Даљи раст кристала се одвија посредством коагулације али знатно спорије. Из ових разлога у мешовитим облацима падавине се увек у почетку образују у виду тврдих елемената. Ако је том приликом температура ваздуха између облака и Земљине површине негативна онда ће из њега да пада снег. Уколико, пак, између облака и Земљине површине или кроз сам облак пролази нулта изотерма, испод које је температура позитивна, тврди елементи ће да се отопе тако да ће из облака да пада киша.

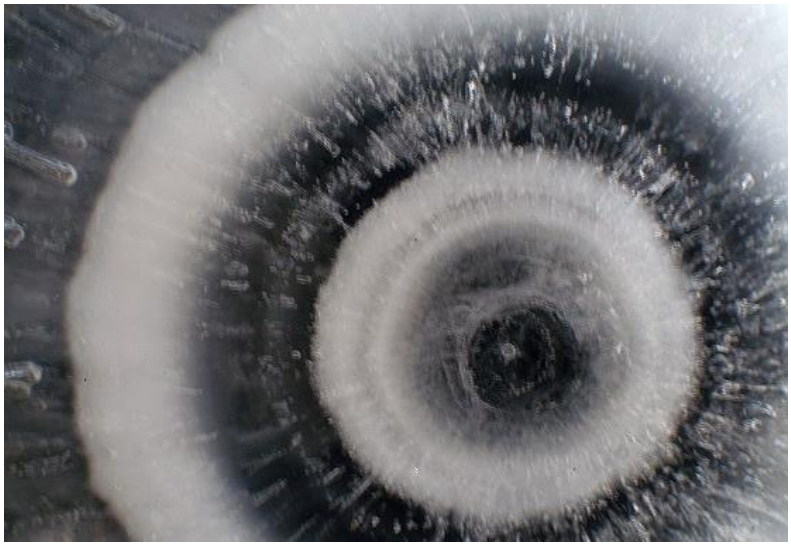
5.3.4 Образовање крупе и града

Образовање крупе. У кумулонимбусима укрупњавање кристала не мора да се одвија само путем сублимације већ може да се одигра брзим залеђивањем малих капљица воде на кристалима. Овај процес се обично одиграва у зони облака која садржи много ситних капи прехлађене воде. При оваквом процесу равни кристали прелазе у мат беле лоптице (сферокристале) који чине *крупу*. Крупа је тежа од снежних пахуљица тако да она прва почиње да пада да би потом падала заједно са снегом.

Образовање града. У кумулонимбусима брзине узлазних струјања ваздуха достижу највеће вредности у средњем делу облака а затим њихове вредности опадају како се иде ка његовом врху. Изнад нивоа максималних брзина образује се једна зона у којој се акумулирају облачни елементи који у основи представљају крупне капи. Отуда и назив те зоне - *зона акумулације*.

Процес образовања града се састоји у укрупњавању сферокристала и капи залеђених у горњем делу облака. При наведеним условима крупне капи у горњем делу облака заледе се и образују почетна зрна града која се потом брзо увећавају путем коагулације са прехлађеним капима. Тај раст може да се одвија различитим брзинама што зависи од воденог садржаја тог дела облака. Уколико је водени садржај мали онда се на површини првобитног зрна града образује мутан ледени слој чија је густина мања од густине леда. Овакав раст зрна града познат је под именом *сувог раста.* Уколико водени садржај има већу

вредност онда се на површини првобитно образованог зрна града, од капи које се разликују по мери, образује прозрачан слој леда. Овај раст је познат као - *мокри раст* зрна града. Пошто се водени садржај облака разликује од места до места у облаку онда се процеси мокрог и сувог раста облака смењују тако да зрно града има слојевиту структуру што се сасвим јасно види на слици 3.21.



Слика 5.18 Унутрашња структура зрна града.

Део облака у ком се одиграва основни раст зрна града назива се ћелијом града која улази у зону акумулације. У њој се услед постојања узлазних ваздушних струјања брзине 20-35 m s^{-1} у току 1 до 1,5 сата образује велики број крупних капи да би потом започео процес образовања града. Тај процес иде доста брзо тако да се увећање полупречника зрна града од 2,5-3,0 mm до 20-30 mm одигра за свега 4-6 минута. У просеку, временски интервал од почетка образовања зрна града па до његовог падања из облака износи 15 минута. Брзина узлазних струјања у облаку у знатној мери својим повећавањем доприноси и образовању крупнијих зрна града.

Густина града се креће од 0,3 g cm^{-3} до 0,95 g cm^{-3} а пречник зрна им се креће до неколико центиметара. Најчешће се срећу зрна града пречника 1-3 cm. Зрна града полупречника 1-6 mm образују се при топљењу крупнијих зрна града док се најкрупнија зрна образују укрупњавањем мањих зрна.

Интензитет града се мења у широким границама (0,2 до 20 mm/h). Дебљина слоја града који се образује на Земљиној површини понекад може да буде и већа од 20 cm. Просечан временски интервал падања града износи 5-10 минута а у појединим случајевима он је и дужи.

Падавине у виду града не доспевају увек на Земљину површину. Понекад се он у потпуности истопи на путу до ње где стиже у виду јаког пљуска. Ово зависи од величине зрна града и висине нивоа нулте изотерме.

Град се образује у топлијој половини године када се појављује јака топлотна конвекција. Посебно интензиван град пада из фронталних кумулонимбуса.

5.3.5 Дневни ход падавина. Расподела падавина на површини Земље

Дневни ход падавина је углавном одређен дневним ходом облачности. Јасно се издвајају два типа дневног хода падавина - континентални и морски.

У *континенталном типу* јасно се издвајају два максимума и два минимума. Тзв. главни максимум може да се осмотри у послеподневним часовима када је изнад континента конвективна облачност најразвијенија. Други, нешто слабији, максимум јавља се у јутарњим часовима када су најзаступљенији слојасти облаци чији је настанак у тесној вези са ноћним хлађењем активне површине. Главни максимум падавина могуће је осмотрити у ноћним часовима док се други минимум јавља непосредно пред подне.

У *морском* типу јасно су изражени један максимум (јавља се ноћу) и минимум (јавља се дању). Објашњење за њихове појаве у назначеним периодима може се образложити на следећи начин. Током ноћи у ваздуху изнад мора и океана, увећава се вертикални температурни градијент што доводи до појаве нестабилне стратификације и почетка образовања облака. У дневним часовима влажнији ваздух са површине мора или океана премешта се на топлије копно тако да релативна влажност ваздуха изнад њих постаје мања; дакле стварају се услови који не погодују образовању облака. У ово време изнад мора или океана као последица дневне циркулације јављају се и силазна струјања ваздуха која спречавају образовање облака.

Годишњи ход падавина је веома различит и зависи од климатских карактеристика области. Углавном се издвајају четири основна типа годишњег хода падавина.

Екваторијални тип са два минимума и два максимума појављује се у појасу између 10° јужне и 10° северне географске ширине. Код њега се максимална количина падавина јавља после пролећне и јесење равнодневнице (април и октобар) када је највећа дневна висина Сунца и најинтензивнији развој конвективних облака. Минимална количина падавина може да се осмотри после летње дугодневнице (јул) и зимске краткодневнице (јануар) када су узлазна струјања ваздуха најмање развијена.

Тропски тип може да се осмотри у појасу од 10° до 30° северне географске ширине. За овај тип је карактеристично да се падавине појављују у току четири летња месеца док их у току преосталих осам месеци практично нема.

Суптропски тип се карактерише веома малом количином падавина у току године, посебно у летњи месецима. Веома сува лета условљена су појавом високог притиска који је карактеристичан за ове области. У зиму се у суптропске области премешта циклонска активност из умерених ширина тако да се зими у овим областима појављује већа количина падавина него лети.

Тип умерених ширина је директно условљен са циклоналном активношћу која у зиму показује посебну развијеност. Циклони изнад океана доприносе појави веће количине падавина док изнад континента *циклонске падавине* веома мало падају. Међутим, изнад континента током лета развијају се конвективни облаци из којих се, при довољном садржају водене паре, појављују пљусковите падавине. Зими се изнад континента образује област повишеног притиска што спречава образовање облака а самим тим и падавина. Отуда се у умереним ширинама јасно издвајају два типа годишњег хода - морски и континентални. Код морског типа максимум падавина се јавља зими а минимум - лети. Код континенталног типа је обрнуто; максимум се појављује током лета а минимум - зими.

Расподела падавина на површини Земље. Падавине су због великог броја фактора који утичу на њихово образовање метеоролошки елемент који се највише мења - просторно и временски. Најповољнији услови за образовање падавина су области са повећаним садржајем влаге и снажним узлазним струјањима; због тога се највећа количина падавина појављује у екваторијалним и тропским областима. Годишња количина падавина у њима, у просеку, износи 1000-2000 mm а понегде она достигне вредност 5000-6000 mm (нека острва у Тихом океану и приобаље појединих континената).

Са повећањем географске ширине количина падавина се смањује и достиже минимум у суптропској области високог притиска, где просечна годишња количина падавина не прелази 250 mm. Уочимо да је то управо појас где се налази и највећи број пустиња. Најсушније области на Земљи су пустиње у Чилеу, Перуу као и Сахара где се падавине не појављују и по неколико година.

У умереним ширинама количина падавина се поново повећава што је условљено циклонским активностима уз које иде и појава фронталних облака и падавина. Расподела падавина у умереним ширинама је ипак неравномерна; у приобалним областима она износи 750-1000 mm док се у унутрашњости континента она креће у интервалу 300-500 mm. На вишим ширинама количина падавина се поново смањује због смањења влажности ваздуха. Просечна количина падавина износи око 300 mm.

У планинским областима количина падавина се повећава за износ падавина које настају при присилном уздизању ваздуха.

5.3.6 Вештачко изазивање и спречавање падавина

Методе изазивања падавина. Проблем вештачког изазивања падавина је један изразито практичан проблем чије је решавање од превасходног значаја за пољопривреду. Ништа мањи значај нема и дејство на кумулонимбусе у циљу спречавања града и пљусковитих падавина. У новије време има успешних покушаја изазивања падавина из кумулусних облака које су доста ефикасне у гашењу шумских пожара. Овај поступак се примењује у источним областима Сибира. У Сједињеним Америчким Државама делује се на облаке непогоде у циљу спречавања појаве мућа које су добрим делом узрочници шумских пожара.

При вештачком деловању могућа су два начина: 1) деловањем на прехлађене облаке путем уношења у њих хладних реагенаса (угљен-диоксида) или језгара кристализације (сребро јодида или олово јодида) са циљем да се изазове образовање леда; и 2) деловањем на облаке који имају температуру вишу од 0ºC путем уношења хигроскопних честица или крупних капи воде у намери да се стимулише образовање капи кише.

Најбољи резултати изазивања падавина из облака постижу се дејством на прехлађене облаке путем уношења у њих угљене киселине у чврстом стању (суви лед) или сребро јодида. Нека истраживања показују да се при оваквом дејству у близини честица угљендиоксида, на температури нижој од -40ºC, образују ледени кристали а ван те зоне где је температура виша од -40ºC појављују се капљице воде. Веома ситни кристали сребро јодида имају улогу језгра око ког се образују ледени кристали који потом почињу нагло да расту због преноса водене паре с капљица на њих. Они се премештају по облаку услед турбулентног мешања тако да они могу да се нађу и на неколико километра од места дејства. Да би кристали нарасли до димензија које дозвољавају појаву падавина из облака, потребно је да се у облак унесе одређена количина реагенаса тј. угљендиоксида или сребро-јодида. Нека искуства показују да, на пример, при уношењу 200 грама угљендиоксида на 1 km^3 прехлађеног облака из течног у чврсто стање пређе око 1000 тона воде.

Дејство на облаке, који имају темпетратуру вишу од 0ºC, изводи се путем убацивања хигроскопних честица у виду ситних капљица раствора соли. Тада са облачних капљица водена пара прелази на капљице раствора. Оне доста брзо постају крупније од облачних капи да би потом наставиле да се увећавају путем кондензационог раста. Овај метод због мале ефикасности не налази ширу примену. Експериментима је установљено да се у хладнијем делу године дејством на слојасте облаке количина падавина може увећати за 12-15% а лети путем дејства на конвективне облаке тај износ иде до 10-12%.

После дејства на прехлађене облаке из њих се увек појављују падавине при чему се у њих претвара само влага која се у облаку затекла у моменту дејства. Количина овако изазваних падавина није велика и нема неког значајнијег економског ефекта. Приликом образовања падавина природним путем из облачног система се издваја десет до дванаест пута више влаге него што се у њима садржи у том тренутку. Дакле облак није само једноставан резервоар који атмосферску влагу сакупља и која потом из њега пада у виду падавина; он је генератор који у неком временском интервалу трансформише у падавине водену пару која се налази у околном ваздуху. У том смислу занимљив је тзв. поступак

"динамичког засејавања" облака при ком се путем авиона или одговарајућих ракета у горње делове кумулуса уносе велике количине сребро-јодида. При оваквом засејавању долази до ослобађања велике количине латентне топлоте залеђивања прехлађених капљица које се налазе у облаку. Ово надаље доводи до увећања димензија облака и продужавања времена његовог постојања и појаве падавина из њега.

Осим већ описаног метода дејства на конвективне облаке путем засејавања реагенсима, пажњу заслужује и већ поменути метеотрон који се користи за вештачко подстицање снажних вертикалних струјања путем загревања Земљине површине. Загревање Земљине површине није неопходно постићи само путем непосредног грејања већ је то могуће учинити и променом албеда активне површине. За стимулисање образовања вертикалних ваздушних струјања на располагању су и тзв. динамички поступци путем авиона и снажних вентилатора.

Спречавање падавина. Дејством на облаке могуће је предупредити дуготрајне пљусковите падавине које могу да изазову поплаве. Идеја њиховог спречавања састоји се у изазивању вештачке кише слабијег интезитета што доприноси престанаку раста облака до димензија при којима долази до опасних пљусковитих падавина. У оптицају је и један други поступак спречавања пљусковитих падавина путем дејства на прехлађени део облака. То се постиже честицама реагенаса који доводе до образовања ледених честица а потом и до њихове пуне кристализације; уколико у горњем делу облака дође до укрупњавања честица онда ће при њиховом падању доћи до појаве крупних пахуља снега по чијем ће топљењу доћи до појаве кише умереног интезитета. О борби против града ће бити више речи у предстојећим поглављима.

5.3.7 Снежни покривач

Снег који падне на Земљину површину се при негативним температурама ваздуха задржи на њој образујући *снежни покривач* који као природна површина има великог утицаја на топлотни режим ваздуха и земљишта. Он се задржава од неколико дана (мање географске ширине) па до 8-9 месеци на вишим географским ширинама. На појединим местима снежни покривач се задржава целе године а опет на другим ишчезава и поново се враћа по неколико пута.

Густина снега се мења у интервалу од 10 до 700 kg m^{-3}. Густина тек палог снега зависи од температуре ваздуха и брзине ветра током падања снега тј. што је виша температура ваздуха и већа брзина ветра то је већа и његова густина. Током зиме густина снега се повећава због увећања сопствене тежине и брзине ветра. Тако на пример, зими она износи 200-300 kg m^{-3} да би почетком пролећа када почне да се топи достигла вредност 600-700 kg m^{-3}.

Висина снежног покривача зависи од количине нападалог снега и његове густине. Изразит утицај на висину снежног покривача има локални рељеф и ветрови који преносе снег са већих висина на мање. При таквим преносима снег се обично накупи у виду великих препрека у нижим местима.

Снежна линија или снежна граница представља линију у планинским областима изнад које се снежни покривач задржи целе године. Изнад те линије годишњи приход падавина у чврстом стању превазилази њихов расход. Положај снежне линије зависи од количине падавина у чврстом стању као и температуре ваздуха. Већа количина падавина и нижа температура ваздуха снежну линију померају на мање висине и обрнуто. На пример, Алпска снежна линија се у просеку налази на висинама од 2,6 km до 3,2 km док се у тропским појасевима она налази на знатно већој висини 5-6 km.

Снежни покривач због својих топлотно-физичких карактеристика у осетној мери утиче на климу па се јавља као значајан климатски модификатор. Због мале топлотне

проводности снежни покривач штити земљиште од дубљег измрзавања и превеликог температурног колебања. Разлог лежи у чињеници да размена топлоте између снежног покривача и земљишта није велика. Најбољи заштитник земљишта од измрзавања је суви снег пошто са повећањем густине снега расте и топлотна проводност што онда увећава и размену топлоте са земљиштем.

Снежни покривач има велики албедо тако да се његова површина слабије загрева док му мала топлотна проводност умањује доток топлоте од земљишта; ово је разлог због чега је биланс зрачења снежног покривача увек негативан тако да је његова температура увек нижа од температуре ваздуха и површине земљишта које није под снегом. Овакво топлотно стање снежног покривача доприноси снижењу температуре ваздуха у приземном слоју атмосфере. Ово се најчешће дешава током ведрог времена кад је ефективно зрачење снега највеће. У пролеће када дође до топљења снега добар део топлоте из ваздуха се троши на отапање снега тако да температура ваздуха остане блиска вредности од $0^{o}C$ све док се снег не отопи.

Већа висина снежног покривача доприноси већој топлотној изолацији земљишта и интензивнијем хлађењу ваздуха. То је разлог због чега су зиме са високим снежним покривачем хладније од зима са краткотрајним и нижим снежним покривачем.

ДЕО IV

ВАЗДУШНА СТРУЈАЊА И ВАЗДУШНЕ МАСЕ

6.1 ВАЗДУШНА СТРУЈАЊА

Осматрања показују да се ваздух од најнижих па до највиших слојева атмосфере налази у непрестаном кретању. То кретање се одвија под дејством разлика у притисцима насталих између појединих области. У овој глави пажњу ћемо посветити ветру тј. једном облику ваздушних струјања, као и кинематици ваздушних струјања. Подробније ћемо да се упознамо са силама које делују у атмосфери као и ваздушним струјањима на висини и у приземном слоју атмосфере. Укратко ћемо се задржати и на механизму турбуленције и њеној заступљености у атмосфери. У другом дели поглавља ћемо се позабавити са ваздушним масама и ваздушним фронтовима да би на самом крају пажњу посветили прогнози времена и њеној могућој примени у пољопривреди.

6.1.1 Ветар

Ветар је хоризонтално или приближно хоризонтално кретање у односу на површину земљишта, проистекло због неједнакости атмосферских притисака у разним тачкама атмосфере. Ветар је као метеоролошки елеменат одређен правцем и брзином или јачином.

Правац ветра је правац одакле ветар дува. Одређује се страном света из које ветар дува или углом који правац ветра заклапа са географским севером. На пример, ветар који дува у правцу од севера ка југу се назива северни ветар. Правци ветра се традиционално обележавају почетним словима енглеских назива за стране света (N-запад, E-исток, S-југ и W-запад). Ова четрири основна правца могу да буду надопуњена са још четири правца која се налазе између основних и то су: NE-североисток, SE-југоисток, SW-југозапад и NW северо-запад. На овај начин смо пун круг поделили на осам угаоних сегмената односно на осам могућих праваца ветра. Наравно, можемо наставити ово дељење где би смо круг поделили на 16 или 32 угаона сегмента. На пример, у подели на 16 праваца између правца N и NE се додаје правац NNE (север-североисток) док се између праваца NE и E додаје правац ENE (исток-североисток). Скуп свих праваца коришћених за изражавање правца ветра се назива *Ружа ветра*.

Брзина ветра је пређени пут делића ваздуха ношеног ветром у јединици времена. Изражава се у метрима у секунди (m s^{-1}). Метеоролошка ситуација у којој нема ветра или када је његова брзина мања од 0,3 m s^{-1} се назива тишина и при осматрању се обележава са C (почетно слово од француске речи *calme*). Квантитативно описивање интензитета ваздушних струјања је људима било важно и у времену пре конструисања првих мерних инструмената који су могли егзактно да измере брзину ветра. Свакако је најзначајнији разлог за овај интерес чињеница да је у старим временима ветар био основна покретачка снага морских путовања. У то време се уместо брзине ветра кориситила величина *јачина ветра* која је, сада знамо, пропорционална сили којом ветар делује на предмете на које наилази. Ова величина је нашла своју широку примену јер се, у недостатку егзактних инструмената, могла процењивати субјективно. Јачина ветра се изражава у степенима *Бофорове* скале или, скраћено, у Бофорима. Бофорова скала се састоји од 13 степени (од 0 до 12) где је за сваки степен дат опис појава које производи дејство ветра јечине изабраног степена.

Q (B)	Назив	v (m s^{-1})	Карактеристике
0	Тишина	0,0 - 0,3	Тихо, дим се диже вертикално.
1	Лак поветарац	0,3 - 1,5	Правац ветра се запажа по кретању дима а не по ветроказу.
2	Поветарац	1,6 - 3,3	Ветар се осећа на лицу.
3	Слаб ветар	3,4 - 5,4	Лишће и гранчице се стално клате, развијају се лаке заставе.
4	Умерен ветар	5,5 - 7,9	Ветар подиже прашину и листове хартије, покреће мале гране.
5	Умерено јак ветар	8,0 - 10,7	Тања лисната стабла почињу да се њишу, образују се мали таласи са крестама на копненим водама.
6	Јак ветар	10,8 - 13,8	Покрећу се велике гране, чује се зујање жица, отежана употреба кишобрана.
7	Врло јак ветар	13,9 - 17,1	Стабла дрвећа се њишу и отежано кретање уз ветар.
8	Олујни ветар	17,2 - 20,7	Ветар ломи гране на дрвећу а ходање уз ветар врло тешко или немогуће.
9	Олуја	20,8 - 24,4	Настају лака оштећења на зградама (откидање олука, рушење димњака и скидање црепа).
10	Жестока олуја	24,5 - 28,4	Ретко се јавља у унутрашњости. Чупа дрвеће из земље и настају велике штете на зградама.
11	Орканска олуја	28,5 - 32,6	Врло ретка појава праћења разарањима великих размера.
12	Оркан	32,7 - 36,9	---

Табела 6.1 Бофорова скала јачине ветра Q (B) на копну и одговарајуће брзине ветра v (m s^{-1}) (важи за висину од 10 m изнад равног отвореног терена).

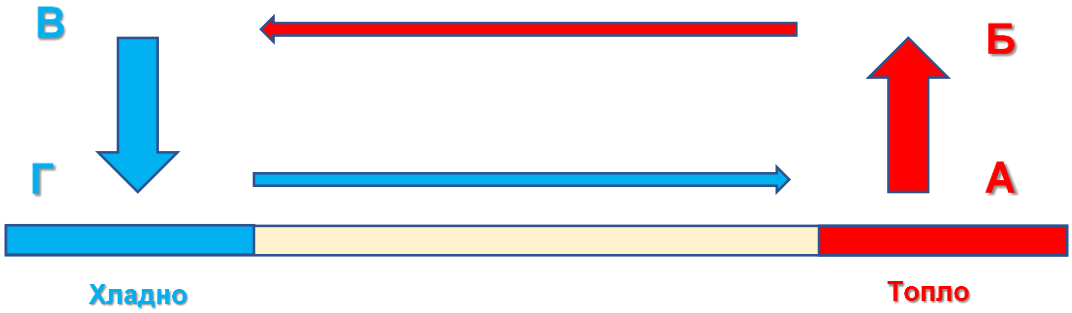
У табели 6.1 је приказана Бофорова скала јачине ветра (прва колона), у другој колони је приказан назив за ветар дате јечине а у трећој колини је дат опис појаве коју изазива ветар дате јачине и на основу којег се јачина ветра може проценити субјективно. Између јачине ветра Q, изражене у степенима Бофорове скале и његове брзине v изражене у m s^{-1} постоји емпиријска релација:

$$v = 0{,}836\sqrt{Q^3}. \tag{6.1}$$

6.1.2 Настанак ваздушних струјања

До покретања делића флуида, па тако и делића атмосферског ваздуха, долази када се у флуиду појави разлика притисака. Тада се делићи ваздуха крећу од места високог ка месту ниског притиска. До појаве разлике притисака у атмосфери долази због различитог загревања подлоге односно Земљине површине. Различито загревање подлоге може бити проузроковано различитима топлотним карактеристикама подлоге о чему је било речи у претходним поглављима. Поред тога, до појаве разлике у температури подлоге може

доћи и због различитог дотока Сунчеве енергије на различитим географским ширинама. Без обзира на који начин је настала, ова разлика температура увек изазива појаву разлике притисака у хоризонталном правцу што доводи до појаве ваздушних струјања.



Слика 6.1 Формирање циркулационе ћелије због неједнаког загревања.

На слици 6.1 је илустрован поједностављен процес настанка струјања ваздуха због различитог загревања подлоге. Део подлоге, на слици обојен црвеном бојом, је место где се подлога највише загрева (тачка А). Притом се загреје и належући површински слој ваздуха те се он као ређи, колоквијално речено лакши, подиже у више слојеве што је на слици предсављено вертикалном црвеном стрелицом. Из тог разлога, у приземном слоју се појављује мањак ваздуха тако да на том месту притисак поприма ниже вредности. Због настанка места ниског притиска околни ваздух ће почети да струји ка њему што је на слици представљено водоравном плавом стрелицом. У исто време, због уздизања ваздуха изнад места највише температуре, на висини (тачка Б) ће се нагомилавати ваздух тако да ће на висини, изнад овог места највише температуре, притисак ваздуха бити виши него у околини на истој висини. Стога ће на висини да се формира хоризонтално струјање усмерено од овог места што је на слици илустровано хоризонталном црвеном стрелицом. Последица овог струјања на висини је нагомилавање ваздуха изнад места на којем је температура подлоге ниска (тачка В). На слици је ово место представљено плавом бојом подлоге. Као последица накупљања ваздуха на висини изнад места ниске температуре подлоге на том месту ће се формирати силазна ваздушна струјања приказана плавом вертикалном стрелицом. На крају, ка последица спуштања ваздуха на овом месту (тачка Г) ће притисак при површини бити повишен. На основу овог поједностављеног описа можемо уочити неколико важних законитости које одређују ваздушна струјања:

1. Ваздушна струјања се јављају као последица различитог загревања подлоге.
2. На месту где се подлога више загрева приземни притисак ће бити низак док ће изнад хладније области притисак бити висок.
3. На висини изнад места више температуре притисак ће бити висок док ће на истој висини изнад хладније области притисак бити нижи.
4. Струјање ваздуха се увек организује у облику затворене циркулационе ћелије.
5. У циркулационој ћелији изнад места више температуре јављају се узлазна струјања а изнад места ниске температуре силазна.
6. У циркулационој ћелији струјање у близини подлоге ће бити усмерено од места ниже температуре ка месту више температуре док ће на висини смер струјања бити супротан.
7. Хоризонталне размере циркулационе ћелије могу бити како мале (неколико десетина m) тако и врло велике (и до 10 000 km).
8. Вертикалне размере циркулационе ћелије зависе од њених хоризонталних размера и могу бити врло мале (неколико м) а и врло велике (до горње границе тропосфере)

Ка што ћемо видети, познавање ових законитости је сасвим довољно за разумевање настанка свих ветрова која ћемо описивати у овом поглављу. Област ниског површинског притиска се обично назива област циклона или једноставно ***циклон***. У области циклона се јавља конвергенција ваздуха у приземном слоју и његово уздизање у средишту области. Због конвергенције ваздуха који се накупља у средишњој области циклона и вертикална и хризонтална кретања ваздуха су у овој области врло интензивна. Област високог ваздушног притиска се обично назива област антициклона или ***антициклон***. У вој области долази до до спуштања а затим и дивергенције ваздуха из средишње области антициклона. Оваква организација струјања ваздуха узрокују да је интензитет кретања у обласи антициклона веома низак. Тако да се област антициклона карактерише мирним и безоблачним временом.

6.1.3 Силе које узрокују струјање ваздуха

Као што смо видели, различито загревање подлоге проузрокује настанак разлике притисака у хоризонталном правцу. Јасно је да ће интензитет ваздушног струјања бити то већи што је стопа промене притиска у хоризонталном правцу већа. Стопа промене притиска у хоризонталном правцу се назива *хоризонтални градијент притиска* а сила која се јавља као последица се назива сила градијента притиска. Сила градијента притиска која се јави између две тачке на Земљи чије је међусобно растојање Δx и између којих постоји разлика притисака Δp може се израчунати једначином:

$$F_p = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta x}, \qquad (6.2)$$

где је са ρ означена густина ваздуха. Сила израчуната према овој једначини је обрачуната по једном килограму ваздуха и јединица јој је [N/kg]. Знак минус говори о томе да сила градијента притиска делује од места вишег ка месту нижег притиска. Уврштавајући уобичајене вредности за величине које фигуришу у једначини (2) (ρ=1 kg/m^3, Δp/Δx=1 mb/100 km) добијамо да уобичајена вредност силе градијента притиска износи око 0,001 N/kg. подсетимо се ради поређења да вредност силе Земљине теже обрачунате по једном килограму ваздуха износи око 10 N/kg, дакле већа је 10 000 пута. Без обзира на овако малу бројну вредност силе градијента притиска она ипак представља основну покретачку силу у атмосфери. Уколико би на делић ваздуха деловала само сила градијента притиска правац делића ваздуха би био нормалана на правац пружања изобара. Као што ћемо видети остале силе које се јављају у атмосфери не могу покренути делић ваздуха већ се оне јављају тек када се ваздух већ креће. Поред тога бројне вредности осталих сила су знатно мање од бројне вредности силе градијента притиска.

6.1.4 Силе настале при кретању ваздуха

Кориолисова (Coriolis) сила је последица ротације Земље око своје осе. Кориолисова сила увек делује нормално на правац кретања делића ваздуха. Из курсева елементарне физике знамо да сила која делује нормално на правац кретања (вектор брзине) не може променити интензитет брзине већ мења само правац кретања. Тако и Кориолисова сила не убрзава нити успорава делић ваздуха већ му само мења правац. На северној полулопти Кориолисова сила скреће делић ваздуха удесно а на јужној полулопти улево. Интензитет Кориолисове силе може да се израчуна по једначини:

$$F_k = 2v\omega sin\varphi, \qquad (6.3)$$

где је v брзина делића, ω угаона брзина ротације Земље око своје осе и φ географска ширина. Уврштавајући уобичајене вредности у једначину (6.3) ($\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$ rad/s и v=10 m/s) добијамо да уобичајена вредност Кориолисове силе у умереним географским шринама износи приближно 0,0005 N/kg. Уколико би на делић ваздуха деловале само сила градијента притиска и Кориолисова сила правац делића ваздуха би се поклапао са правцем пружања изобара односно делић ваздуха би се кретао по кружној путањи. На половима ова сила има максималну вредност док је на екватору њена вредност једнака нули. Кориолисова сила има исти ред величине као и сила градијента притиска тако да може да је уравнотежи.

Сила трења успорава кретање ваздуха. Она се састоји од силе спољашњег трења $\vec{F}_0$, која је проузрокована храпавошћу површине земљишта које пружа отпор делићу ваздуха при његовом кретању и силе унутрашњег трења $\vec{F}_T$, која настаје услед молекуларног кретања и турбуленције унутар ваздушне масе која се креће.

Сила спољашњег трења само успорава кретање ваздуха али не мења правац његовог кретања. Она је увек усмерена у смеру који је супротан од смера у ком се креће делић ваздуха док јој је интензитет пропорционалан брзини његовог кретања $\vec{v}$. Отуда и израз за ову силу, по јединици масе ваздуха, може да се напише у облику

$$\vec{F}_0 = -k_{tr}\vec{v}, \tag{6.4}$$

где је κ_{tr} коефицијент спољашњег трења који зависи од коефицијента храпавости површине земљишта.

Сила унутрашњег трења. Као што је истакнуто у другом делу до извесне мере може да се сматра да се ваздух понаша као идеалан гас. Међутим, у њему постоји унутрашње трење које је условљено како молекуларном тако и турбулентном вискозношћу. Наиме, ако се два слоја ваздуха крећу један изнад другог доћи ће до размене количине кретања између њих. Ова размена ће да се одиграва путем молекула који ће захваљујући хаотичном кретању прелазити из једног у други слој преносећи том приликом одговарајућу хоризонталну количину кретања. Описани транспорт ће допринети да се кретање у вишем слоју успори а у нижем слоју убрза што у суштини представља механизам *молекуларне вискозности.*

Сила унутрашњег трења нема неки дефинисани правац у односу на правац кретања уочене запремине ваздуха. Њен правац се углавном поклапа са силом спољашњег трења тако да укупна сила трења $\vec{F}_{T0}$ представља резултанту ове две силе. Резултујућа сила трења није усмерена строго у смеру који је супротан смеру кретања запремине ваздуха већ је у односу на правац кретања (у односу на силу градијента притиска $\vec{F}_G$) отклоњена у лево за неки угао β. Осматрањима је утврђено да тај угао има вредност од 35°. Интезитет укупне сила трења F_{T0} по јединици масе ваздуха може да се напише у облику

$$F_{T0} = -k_{T0}v, \tag{6.5}$$

где је k_{T0} коефицијент трења који не зависи само од коефицијента храпавости (као k_{tr} у једначини (4.7)) већ и од интензитета турбуленције. Његова вредност може да се одреди експерименталним путем, којим је установљено да се она креће од $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ s^{-1} до $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ s^{-1}.

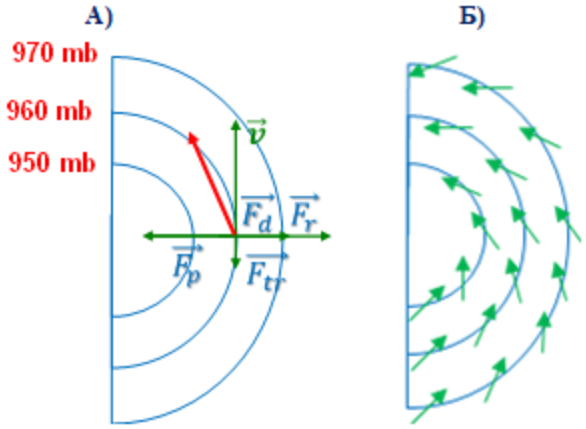
Интензитет силе спољашњег трења са висином брзо опада а ако се томе придода и чињеница да са висином опада и интензитет турбуленције онда слаби интензитет укупне силе трења. Практично, на висинама 1000-1500 m она ишчезава. Отуда се и слој

атмосфере, у коме је доминантан утицај трења, назива *слојем трења* а висина до које се осећа њен утицај - *ниво трења.* У просеку, овај ниво се налази на висини од 1 km до 1,5 km.

Центрифугална сила $\vec{F}_R$ настаје при криволинијском кретању запремине ваздуха. Њен интензитет, гледано по јединици масе делића ваздуха, има облик

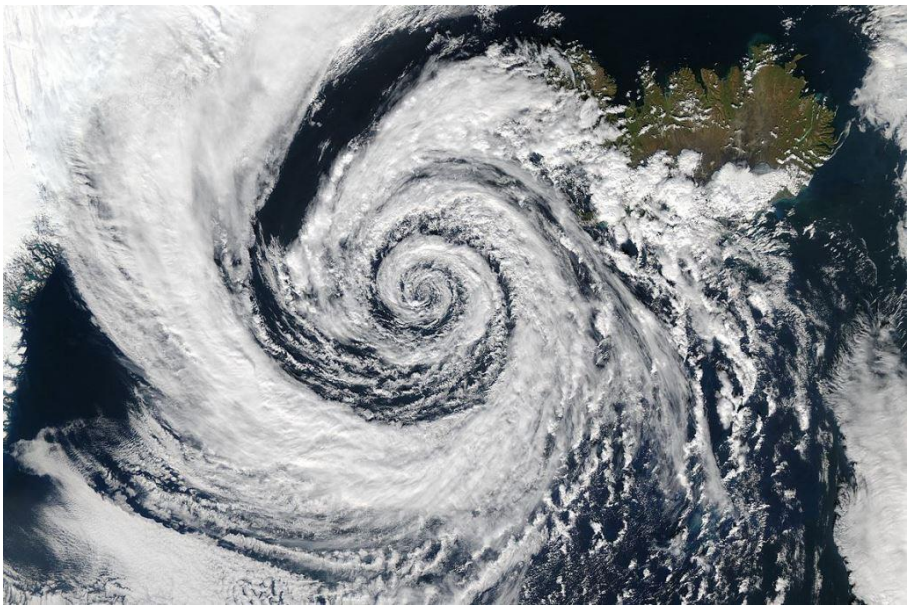
$$F_R = \frac{v^2}{r}, \tag{6.6}$$

где је: v - брзина а *r* полупречник кривине трајекторије делића ваздуха. Правац ове силе се поклапа са правцем полупречника и њен смер се поклапа са смером од унутрашњег ка конвексном делу трајекторије. Код атмосферских кретања ова сила је обично мала. Разлог лежи у чињеници да је полупречник кривина трајекторија ваздуха реда величине од неколико стотина метара до неколико стотина километара, због чега је интензитет ове силе од десет до сто пута мањи од интензитета силе градијента притиска. Међутим, има ситуација када центрифугална сила по интензитету може знатно да премаши и силу градијента притиска што се дешава при великим брзинама ваздуха и малом полупречнику кривине.



Слика 6.2 Силе које се јављају у циклону.

Овакви услови се најчешће остварују при изразито топлом времену у торнадима где је полупречник кривине трајекторије веома мали а брзине достижу велике вредности. У тропским циклонима, где је Кориолисова сила мала (због мале географске ширине φ) центрифугална сила има осетан утицај на кретање ваздуха. На панелу А слике 6.2 је приказан спрег сила које управљају кретањем ваздуха у области циклона где су изобаре у облику кружница поређане у растућем редоследу гледајући од центра циклона. Сила градијента притиска је тада усмерена ка центру циклона док су кориолисова и центрифугална сила имају супротне смерове. Спрег ове три силе би проузроковао кретање делића ваздуха брзином чији је вектор на слици представљен зеленом линијом. Међутим, због кретања делића се јавља и сила трења која има супротан смер од вектора брзине. Спрег сила који укључује и силу трења узрокује кретање делића ваздуха брзином чији је вектор представљен црвеном бојом на слици 6.2. Струјање ваздуха у области циклона је приказано на панелу Б на истој слици. Можемо уочити да је струјање у овом случају *конвергнетно* што значи да се овим струјањем маса ваздуха транспортује ка центру циклона. Ово доводи до нагомилавања ваздуха у приземљу и његовог вертикалног уздизања т.ј. конвективног кретања и формирања облака. Дакле, конвергенција ваздуха у области циклона је одговорна за формирање познатих облика спиралног кретања ваздуха у области циклона као што је представљено на слици 6.3.

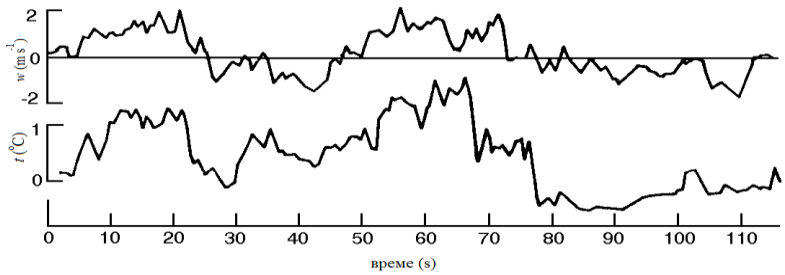


Слика 6.3 Конвергентно стујање ваздуха у области циклона.

У области ***антициклона*** притисак опада идући од центра антициклона. У случају овакве просторне расподеле притиска сила градијент притиска је усмерена од центра антициклона ка периферији док је кориолисова сила усмерена ка центру. Преостале две силе имају исти смер као и у случају циклона. Спрег сила организованих на описани начин ствара *дивергентно* кретање које транспортује масу ваздуха из центра антициклона ка периферији.

6.1.5 Турбуленција у атмосфери

Посматрајући падање снега, кретање стуба дима или сенке облака и региструјући брзину ветра у једној тачки у дужем временском интервалу можемо да уочимо да се брзина ветра стално мења и по интензитету и по правцу. Другим речима може се рећи да ветар има турбулентни ток. Под њим се подразумева такво стање тока флуида при ком се његове карактеристичне величине случајно мењају у времену и простору при чему је могуће наћи неке њихове типичне статистичке средњаке. На слици 6.4 приказан је један илустративан пример промена ветра и температуре ваздуха на висини од 23 m изнад површине земљишта у Едвителу (Аустралија). Са ње се види да поремећаји оба елемента теку паралелно, тј поремећаји брзине ветра проузрокују поремећаје (пулсације) температуре. Као што је већ речено, турбулентно кретање се одликује хаотичношћу за разлику од уређеног кретања флуида које се назива *ламинарно*. Да би смо боље разумели природу и разлику између ова два типа кретања послужићемо се историјским експериментима које је 1883. године извео Рејнолдс (Reynolds). Експерименти су се састојали у праћењу кретања флуида који је истицао из великог резервоара кроз дугачку и танку цев која је пажљиво била изолована од потреса. Природа струјања у цеви учињена је видљивом пуштањем танког кончића боје кроз једну помоћну цевчицу. Ако је кретање течности кроз цев довољно споро кончић боје тече кроз цев споро без ширења и мешања са околном течношћу. Међутим, када се брзина струјања воде повећа преко извесне границе долази до промене карактера кретања; кончић боје се брзо шири и потпуно измеша са течношћу. Први тип кретања назива се ламинарним док је друго кретање турбулентно.



Слика 6.4 Промена ветра и температуре ваздуха на висини од 23 m изнад површине земљишта у Едвителу (Аустралија). Преузето из Хригана (1978).

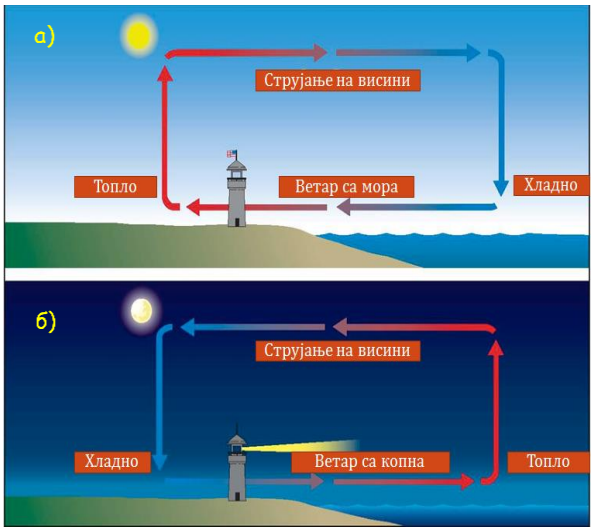
Путем великог броја експеримената и анализирањем разних случајева Рејнолдс је закључио да се тип кретања ламинарно/турбулентно може окарактерисати бездимензионом комбинацијом ud/ν где је: u (m s^{-1}) - средња брзина флуида; d (m) - пречник цеви а ν - кинематичка вискозност флуида (m^2s^{-1}). Овако дефинисана комбинација се назива *Рејнолдсов број*, који се обично означава са *Re* и који представља један од основних параметара у теорији турбулентног кретања. Уочено је да прелаз из ламинарног у турбулентно кретање наступа ако је *Re* број једнак или већи од 2000. Ипак, ова граница се не може дефинитивно поштовати. Другим речима не постоји једнозначна веза између прелаза једног тока у други тј. не постоји неки критичан Рејнолдсов број $Re_к$ који јасно разграничава турбулентни ток од ламинарног. Експерименти показују да је при пажљивом повећању брзине код ламинарног кретања могуће одредити ламинарност тока чак и до вредности Рејнолдсовог броја од 12000. Али тада и при најмањем потресу ламинарно кретање тренутно прелази у турбулентно. С друге стране ако је Рејнолдсов број мањи од 1000, било какав велики поремећај не може да кретање учини трајно турбулентним.

Турбуленција је појава која по правилу поспешује мешање слојева ваздуха као и интензитет транспорта енергије и масе кроз атмосферу.

6.1.6 Локални ветрови у виду термичке циркулације

Ветар с мора и ветар с копна. Ови ветрови настају услед температурног контраста који се јавља због неједнаког загревања копна и мора или неког већег воденог базена. У току дана ветар ће да дува с мора на копно што је познато као *ветар с мора*; ноћу је правац дувања обрнут те отуда и назив - *ветар с копна*.

По изласку Сунца копно се више загреје него море тако да се у приземном слоју атмосфере притисак ваздуха изнад копна нижи него изнад мора. Из тог разлога током дана ће ветар дувати из правца мора. Као што смо већ објаснили овом приликом се неће јавити само приземно струјање ваздуха од мора ка копну већ ће се организовати циркулациона ћелија (слика 6.5а). Тако да ће у овом случају да се јави и супротно усмерено хоризонтално струјање ваздуха на висини. На ова хоризонтална кретања надовезују се вертикална; узлазна - изнад копна и силазна - изнад мора чиме се потпуно затвара циркулација. Ветар с мора се појављује у временском интервалу од 8 до 10 сати, потом се постепено убрзава, постигне максимум у брзини (5-6 m s^{-1}) после поднева да би се постепено успорио а затим полако ишчезао. По заласку Сунца (19-20 сати) када су температуре копна и воде приближно исте наступа кратко затишије.



Слика 6.5 Схематски приказ ветра с мора (а) и ветра са копна (б).

После заласка Сунца копно се више охлади него море тако да се тада образује циркулација која је супротна дневној; у приземном слоју ветар дува са копна на море а у вишим слојевима - с мора на копно. Изнад мора се образује узлазно кретање а изнад копна - силазно (слика 6.5б). Доњи део ове циркулације је ветар са копна. Она траје до 7-9 сати али му је брзина мања од ветра с мора и не прелази 3 - 4 m s^{-1}. Периодична циркулација овог типа је посебно изражена при великом температурном контрасту између мора и копна и при одсуству неког просторно већег адвективног померања ваздуха које периодичну циркулацију може да учини неуочљивом. Овакви услови се обично стекну у тропским ширинама на обалама и на граници према пустињама где је температурни контраст посебно велики. Добро развијене периодичне циркулације могу се осмотрити на обалама мора у умереним ширинама у топлијој половини године (Јадранско море, Црно море, Азовско море, Каспијско море, Балтичко море, итд.). При одговарајућим условима дневни периодични ветрови могу да се појаве и на обалама великих језера као што су Женевско, Боденско, Охридско и нека друга. Међутим ове циркулације карактерише знатно мањи просторни размер на ком се осећа њихов утицај.

Готово по правилу ветар с мора је интензивнији од ветра с копна. Разлог лежи у чињеници да се копно знатно више загреје од мора па је температурна разлика између њих већа током дана него ноћу. Осим тога ваздух се током дана загреје до знатно веће висине него што се ноћу охлади тако да је вертикални размер дневне циркулације осетно већи у дневним него у ноћним сатима. Ветар с мора обично продре неколико десетина километара у дубину копна мада има случајева да он продре и до 180 km дубоко у копно са брзинама које досежу и до 6 m s^{-1}. У вертикалном правцу он се простире и до 800 m у умереним ширинама а у тропским и до 1200 m. Ветар с копна је знатно слабијег интензитета; брзина коју достигне ретко када иде преко 4 m s^{-1}, док му дубина продирања према отвореном мору није већа од 10 km, с тим што су забележени случајеви где је дубина продирања ишла и до 50 km. У вертикалном правцу тај размер је обично око 300 m у умереним ширинама и 600 m у тропским пределима. Уочимо на крају да је за формирање овакве циркулације значајна једино сила градијента притиска а да Кориолисова сила нема никакав утицај.

Остали ветрови термичке циркулације. Температурни контраст између две области може да настане и између других површина. Тако на пример између околине града и самог града могу да се појаве тзв. *сеоски ветрови*. Готово по правилу температура у ваздуху у градовима је виша него у њиховој околини тако да овај ветар дува ка граду. Овај веома слаб локални ветар дува дуж територије града да би потом дошло до конвергенције струјања ка центру града. За разлику од ветрова с копна и мора који представљају супротне циркулације које се настављају током 24 сата једна на другу таква комбинација се не јавља код овог типа циркулације пошто је градска област увек топлија од околине.

У природи постоји и читав низ слабијих или интензивнијих струјања који могу да се подведу под појам термичке циркулације. Тако сваки већи пожар као што су шумски или пожари настали горењем жбуња као и ватра настала спаљивањем жетвених остатака на великом простору могу да генеришу затворене циркулације при земљиној површини.

Једна од чешћих термичких циркулација је и она која се јавља због термичког контраста између хладније унутрашњости шума и околних поља са њивским културама или ливада. Овај хладнији ветар дува током дана од ивице шуме према околним њивама и пашњацима. Супротно кретање ваздуха требало би да се појави током ноћи. Међутим највероватније због великог коефицијента трења условљеног присуством шуме, струјање ваздуха од отвореног простора према шуми бива у потпуности заустављено испред шуме. Практично, за време интензивног израчивања, овај ветар током ноћи може да се осети на нешто већој удаљености од ивице шуме.

6.1.7 Локални ветрови условљени рељефом

Горско-долински ветрови се појављују у многим планинским областима. Као и ветар с мора и ветар с копна и ови ветрови имају дневни период. Сасвим су добро изражени уколико се не појави нека интензивнија адвекција ваздуха која ће да их примири. Ови ветрови се најбоље уочавају када потраје тзв. антициклонално време. До њихове појаве долази услед различитог загревања ваздуха изнад планинских падина и ваздуха који се налази на истој висини у слободној атмосфери. Током ноћи дува *горски ветар* усмерен низ падину и даље у долину. У дневним сатима дува *долински ветар* уздижући се из долина дувајући уз планинске стране према врху.

Настанак овакве циркулације је илустрован на слици 6.6. Током дана настаје долински ветар (панел а на илустрацији). Током дана, због веће апсорпције Сунчевог зрачења врхови планина се загреју на вишу температуру од ваздуха који се налази на истој висини изнад долине.

Слика 6.6 Ветрови падина: а) долински и б) горски.

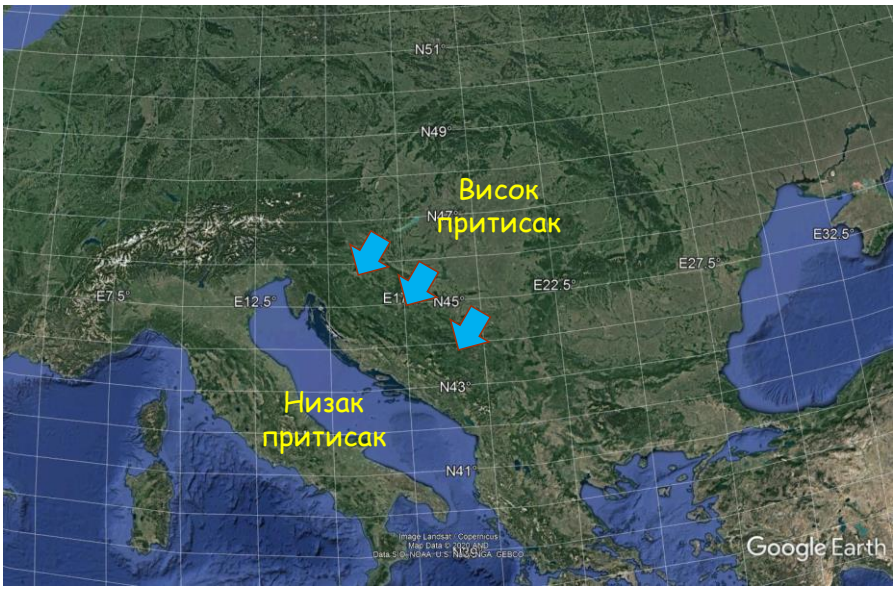
Тако да се у слободној атмосфери изнад долине створи језеро хладног ваздуха који као гушћи пада према дну долине истискујући ваздух из долине уз падине планине. На тај начин настаје дневни или долински ветар. Током ноћи (панел б на слици 6.6), због већег ефективног израчивања падине планине се више расхладе него дно долине. Због тога ваздух са планинских падина као хладнији и гушћи струји низ падину формирајући хладан горски односно ноћни ветар.

6.1.8 Слаповити ветрови

Локални ветрови могу да настану не само у облику термичке циркулације већ могу да настану и услед механичког поремећаја ваздушних струјања условљених рељефом области у којој дувају. Тако, на пример при пребацивању ваздуха преко орографских препрека на наветреној страни планине дувају ветрови који у њеном подножју могу да изазову повишење температуре - ветар *фен,* или ефекат може да буде сасвим супротан тј. ветар познат под именом *бура* може да доведе до појаве снижења температуре.

Фен је сув ветар који дува на махове са врха планине према долини. Образује се при наиласку ветра на препреку која је нормална на правац његовог дувања. На наветреној страни препреке ваздух се уздиже да би се на заветреној страни спуштао као ветар фен. Ваздух који се том приликом спушта адијабатски се загрева тако да у долину долази као веома сув - са високом температуром и ниском релативном влажношћу знатно вишом односно нижом него што их поседује ваздух у долини; та разлика је израженија ако ваздух долази са веће висине. За многе остале детаље везане за овај ветар као што су: настанак, његова термодинамика, распрострањеност итд., читаоце упућујемо на поглавље 4.2.4.

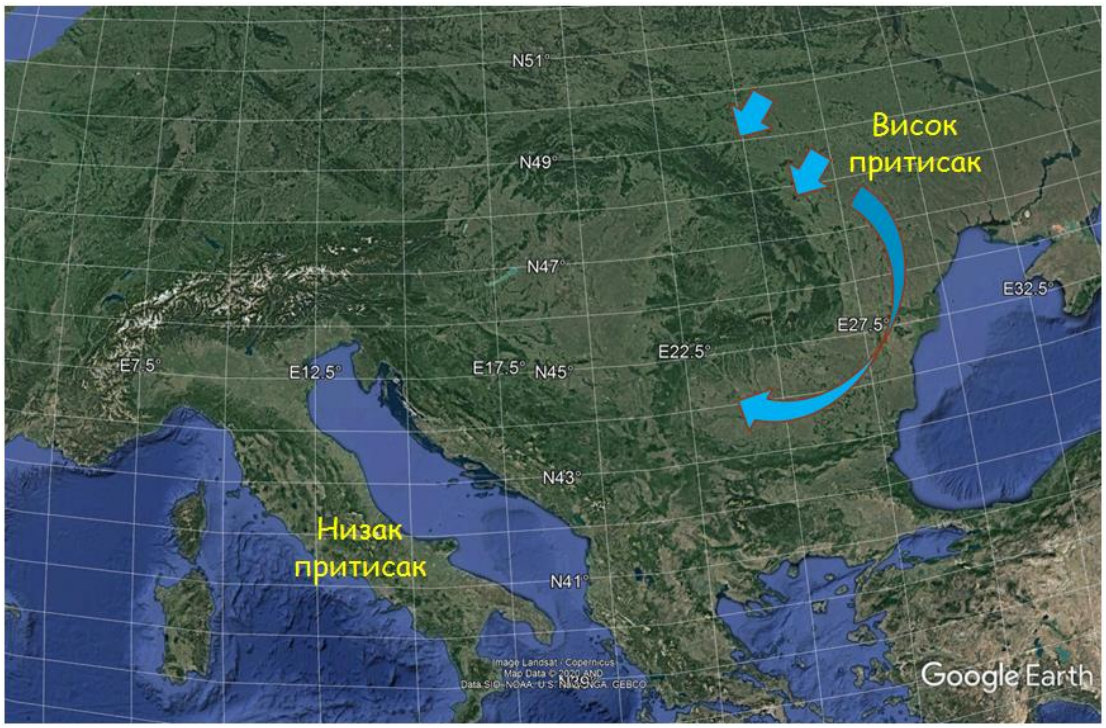
Бура представља хладан ветар који на махове дува са планинских гребена на страну топлијег мора. Образује се у хладнијој половини године када се изнад дела хладнијег континента образује поље повишеног а изнад топлијег мора - поље ниског притиска. При оваквој расподели притиска хладан ваздух почне да се креће према мору. Ако му се на том путу испречe планински гребени онда се он пребацује преко најнижих тако да се најчешће креће преко превоја при чему му се, због смањеног попречног пресека простора кроз који струји, брзина осетно повећава. Због релативно мале висине превоја преко којих се ваздух пребацује код буре је ефекат адијабатског згревања веома мали.



Слика 6.7 Илустрација настанка буре.

На слици 4.26 је илустрован настанак буре на источној обали јадранског мора. У зимском периоду честа је ситуација да се изнад Панонске низије формира поље високог притиска због интензивног хлађења. У исто време изнад Јадранског мора и Апенинског полуострва се јавља поље ниског притиска. Оваква расподела притиска покреће ваздушно струјање од Панонске низије ка Јадрану што је на слици 6.7 илустровано плавим стрелицама. Овом струјању се као препрека појављује планина Велебит која се пружа нормално на правац струјања ваздуха. Због тога се ваздух пребацује преко Велебита долазећи у његово подножје као јак и хладан ветар чија брзина на махове може да достигне и 60 m s^{-1}. Овај

ветар је карактеристичан и за више других области у којима је он познат под другим именима као што су: *мистрал* (обала Француске у Средоземном мору), *нортсер* (Мексички залив), *сарма* (ушће реке Сарме), итд.



Слика 6.8 Илустрација настанка Кошаве.

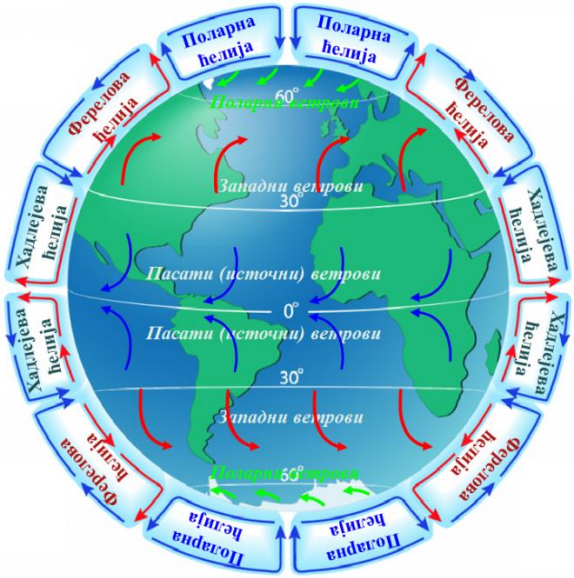
Кошава је слаповити ветар који се јавља на источном делу Панонске низије. У нашим крајевима Кошава најјаче дува у јужном Банату мада има значајну јачину и у Срему и Бачкој. Кошава у Војводини дува из правца југоистока што је условљено правцем пружања Ђердапске клисуре. Кошава настаје када се оформи поље високог ваздушног притиска изнад Украјине и Бесарабије (слика 6.8) а низак притисак изнад северног Медитерана и Јадранског мора. Уколико не би постојали Карпати у северно-оисточном делу Балканског полуострва оваква расподела притиска би изазвала настанак северно-источног ветра представљеног кратким плавим стрелицама на слици 6.8. Међутим, Карпати онемогућавају овакво струјање и узрокују нагомилавање хладног ваздуха иза Карпатских планина. Када се хоризонтални градијент притиска довољно повећа ваздух се пробија долином Дунава и Ђердапском клисуром и у Војводину долази у облику југо-источних струјања (плава стрелица у облику српа на слици 6.8). Кошава се може јавити и у централној и јужној Србији где је њен правац условљен планинским долинама кроз које дува. У том делу наше земље правац кошаве углавно задржава своју источну компоненту док се њена јужна компонента губи а уместо ње се појављује северна компонента. Тако у Нишу кошава дува из правца исток-југоисток.

Средња брзина кошаве је од 5 до 10 m/s а у појединим ударима њена брзина може прећи вредност преко 30 m/s. Највећа брзина кошаве се јавља у долини Дунава између Градишта и Новог Сада као и у јужном Банату. Кошава се најчешће јавља у јесен, са мањом вероватноћом зими и у пролеће док се лети јавља врло ретко.

6.1.9 Општа циркулација атмосфере

У глави 4.5 смо видели да на Земљи постоје области високог и ниског притиска која се смењују идући од полова ка екватору. Оваква расподела притиска на планети узрокује

настанак одговарајућих ваздушних струјања великих размера која заједничким именом називамо *општа (глобална) циркулација атмосфере*. Путем ње се остварује размена ваздушних маса између различитих делова Земље. Ваздушна струјања различитих особина и размера настају и бивају подржана температурним контрастом који настаје због неједнаког загревања и хлађења Земљине површине на различитим географским ширинама а такође и неједнаког загревања и хлађења копна и океана. На екватор доспева највећа количина Сунчеве енергије те су ту температуре тла највише и као што смо видели ту се јављају узлазна струјања а као последица формира се поље ниског ваздушног притиска. На половима, са друге стране, доток Сунчеве енергије је најслабији па се ту јављају силазна ваздушна струјања а при тлу се формира поље високог ваздушног притиска. На први поглед, могло би се очекивати да ће због овакве расподеле притиска доћи до формирања једне циркулационе ћелије у којој би приземно струјање ваздуха кретало од полова и завршавало се на екватору док би на висини смер струјања би обрнут. Међутим, због ротације Земље око своје осе, ова циркулациона ћелија се „*цепа*“ на три мање циркулационе ћелије као што је то приказано на слици 6.9. *Хадлејева* (Hadley) ћелија покрива простор од екватора до поља високог притиска на 30° географске ширине (и на јужној и на северној хемисфери). При тлу ваздух струји од поља виског притиска (на 30° г.ш.) ка екватору. На ово струјање делује кориолисова сила и скреће ветар у десно на северној хемисфери, односно у лево на јужној хемисфери. На овај начин, у близини екватора се јављају стални источни ветрови који се називају *Пасати* или *Трговачки ветрови*. Назив трговачки ветрови потиче од тога што су, у време једрењака, ови ветрови били основна покретачка снага трговине између старог и новог света. Кристофер Колумбо се одважио на свој истраживачки пут на запад (где је очекивао да ће доћи до Индије) јер је добро познавао ова стална источна струјања. На слици 6.9 ови ветрови су представљени плавим стрелицама. На висини од неколико километара се јавља циркулација супротног смера. Ове сталне висинске ветрове који дувају из правца запада називамо *Антипасати*. Уздизање ваздуха у близини екватора, антипасати, силазна струјања ваздуха на 30° г.ш. и пасати заједно чине Хадлејеву циркулациону ћелију.

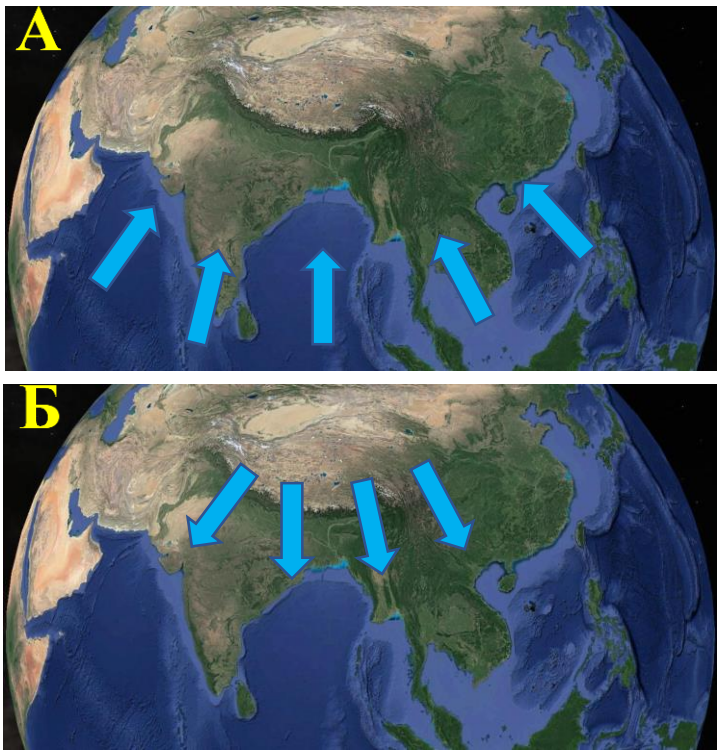


Слика 6.9 Илустрација глобалне циркулације атмосфере.

Циркулација у умереним ширинама је узрокована градијентом притиска између поља високог притиска на 30° г.ш. и поља ниског притиска на 60° г.ш. Оваква расподела притиска узрокује струјање ваздуха од суптропских области ка половима. Кориолисова сила која се суперпонира на силу градијента притиска скретаће ово струјање у десно на северној

хемисфери, односно у лево на јужној хемисфери тако да ће се као резултат формирати западна струјања ваздуха. Ови ветрови се називају *Западни ветрови* а често се у литератури и они називају *Трговачки ветрови* јер су, такође, омогућавали трговину између старог и новог света. На слици 6.9 ови ветрови су представљени црвеним стрелицама.На висинама од неколико километара у умереним ширинама се јављају супротно усмерена, источна, струјања ваздуха. Описана струјања која се јављају у умереним географским ширинама чине *циркулациону челију умереног појаса* или *Ферелову (Ferrel) циркулациону ћелију*. Циркулација изнад поларних области је директно условљена вишим притиском изнад полова и ниским притиском изнад умерених ширина 60-65°. Одговарајући хоризонтални градијент притиска усмерен је дуж меридијана и то од полова ка умереним ширинама. У близини тла ветар има отклон од градијента притиска тако да он на северној полулопти скреће у десно узимајући североисточни правац док на јужној полулопти ветар скреће у лево узимајући југоисточни правац (зелене стрелице на слиц 6.9). Овај источни ветар се простире до неке висине где утихне да би потом прешао у западни ветар који преовлађује у горњој тропосфери и нижој стратосфери. Осматрања показују да се изнад Антарктика источни ветар распростире на већој висини него изнад Арктика али на висини од око 6 km прелази у западни ветар.

Монсуни су стабилна ваздушна струјања која се појављују у појединим областима Земље два пута у току године мењајући том приликом правац. Они се по механизму свог настанка могу сврстати термичку циркулацију великих размера са периодом од једне године. У свакој монсунској области постоје зимски и летњи монсуни чији су смерови дувања супротни. Ипак ни лети ни зими основни правац монсуна се не одржава непрекидно из врло једноставног разлога што се монсунска циркулација често јавља као део опште циркулације атмосфере тако да је повезана и са неким другим елементима. Монсунски тип циркулације се јавља у јужној и југоисточној Азији, Северној и Јужној Америци и Африци.



Слика 6.10 Илустрација настанка монсуна. А) летњи монсун и Б) зимски монсун.

Међутим, монсуни су најкарактеристичнији за област јужне и југоисточне Азије где представљају главни и одређујући фактор настанка климе у тим областима. Летњи монсун (панел А на слици 6.10) настаје у топлом делу године када се копно загреје на вишу

температуру од мора те се изнад копна формира поље ниског атмосферског притиска док изнад океана остаје поље високог притиска. Из тог разлога ваздух почиње да струји од океана ка копну. У овој струји влажност ваздуха је висока па када он стигне изнад копна долази до кондензације водене паре и настанка падавина. Током хладног дела године копно се расхлади на ниске вредности температуре па се у том периоду изнад копна формира поље високог притиска. Оваква расподела приземног притиска узрокује струјање ваздуха из унутрашњости континета ка океану. Због мањег испаравања изнад копна ваздух у зимском монсуну је сув па је хладна половина године у овим областима обично праћена сушом.

6.2 ВАЗДУШНЕ МАСЕ

Уколико ваздух мирује дужи временски период изнад простране и хомогене области тада он поприма врло сличне особине изнад целокупне области. Под појмом пространa област подразумева се област хоризонталних просторних размера неколико хиљада колиметара. Видели смо у претходним поглављима да у области антициклона ваздух мирује тако да су области пространих антициклона у ствари места на планети где настају ваздушне масе. Као што смо навели, други услов за настанак ваздушне масе је да област буде хомогена у смислу уједначености њене површине. Такве области су свакако површине океана као и пространих пустиња у суптропским областима. У умереним ширинама потребна хомогеност изнад копна се може постићи само у областима пространих равница и то исључиво у зимском периоду када су оне прекривеме снежним покривачем. Област у којој настаје нека ваздушна маса се назива њена ***изворишна област***. Карактеристике ваздушне масе зависе од врсте подлоге у изворишној области која може бити: копно, море, снег или лед. Период настанка ваздушне масе траје неколико дана након чега, уобичајено, ваздушна маса напушта своју изворишну област. На свом путу, у интеракцији са подлогом области преко којих прелази, ваздушна маса мења своје карактеристике. Из овога призилази да особине ваздушне масе зависе од карактеристика изворишне области као и од биографије ваздушне масе.

6.2.1 Подела ваздушних маса

Ваздушне масе се могу поделити на основу својих ***термичких карактерисика*** и на основу свог ***географског порекла***. Према термичкој класификацији ваздушне масе се деле на ***топле*** и ***хладне***. Уколико је температура приземног слоја ваздуха унутар ваздушне масе виша од температуре подлоге изнад које се ваздушна маса креће она се назива топла ваздушна маса. У супротном се назива хладна ваздушна маса. У топлој ваздушној маси се расхлади приземни слој ваздуха тако да се у њима често јављају приземне инверзије које узрокују појаву адвективних магли из који се могу појавити и сипеће падавине. Уколико се приземна инверзија издигне од површине тла на неку висину могу настати и танки слојевити облаци. Топле ваздушне масе се, по правилу, карактеришу стабилно стратификованим приземним слојем ваздуха. Хладна ваздушна маса се креће изнад топлије области те се приземни слој ваздуха у њима загреје. Ово загревање ваздуха изазива термичку нестабилност ваздуха у којем су вертикална струјања врло интензива. Интензивна вертикална струјања често узрокују настанак конвективних облака из који се јављају пљусковите падавине.

Према географсом пореклу ваздушне масе се могу поделити на: *арктичку ваздушну масу* (AV) са изворишном области у близини полова; *поларну ваздушну масу* (PV) која потиче из области високих географски ширина; *тропску ваздушну масу* (TV) чија се изворишна област налази у суптропским крајевима и *екваторијалну ваздушну масу* (EV) која своје порекло вуче из области екватора. У зависности од тога да ли је изворишна област копно или море, ове четири ваздушне масе се могу још поделити на *копнене (континенталне)* и *маритимне*. У наше крајеве пристижу поларне и тропске ваздушне масе како континенталне тако и маритимне. Маритимне поларне масе зими

настају изнад Канаде или изнад северног Атлантика током лета. На свом путу у наше крајеве ове ваздушне масе прелазе преко Голфске струје где им се повећава влажност и због загревања приземног ваздуха им се нарушава стабилност. Ове ваздушне масе у наше крајеве доносе нестабилно време са падавинама. Континенталне поларне ваздушне масе настају изнад Скандинавије и Европског дела Руске Федерације. Одликују се ниском влажношћу и великом стабилношћу. Ове ваздушне масе у наше крајеве доносе мирно и суво време. Изворишна област маритимне тропске ваздушне масе је Атлантски океан у области око Азорских острва (на 30° северне географске ширине) или изнад Медитерана. То су топле и влажне ваздушне масе које у наше крајеве доносе магле и слојевиту облачност из које се излучују сипеће падавине. Континентална тропска ваздушна маса настаје изнад Сахаре. Карактерише се високом температуром и ниском влажношћу ваздуха. У наше крајеве долази у виду јужних струјања и доноси ведро, топло и стабилно време.

6.2.2 Образовање и врсте фронтова

У простору где се додирују две ваздушне масе детектују се нагле промене температуре, влажности ваздуха и осталих метеоролошких елемената. Ова додирна површина се назива ***ваздушни фронт***. Како би било сасвим прецизни нагласимо да ваздушни фронт није површина, у математичком смислу те речи, већ он представља танку граничну област или зону између две ваздушне масе. Дебљина ове области се креће од 100 до 1000 m. Ипак, имајући у виду да су хоризонталне димензије ваздушне масе неколико хиљада километара не прави се велика грешка ако ваздушни фронт поједностављено посматрамо као површину. Пресек ове површине са Земљином површином геометријски представља линију која се назива ***ваздушни фронт на земљи или линија фронта***. Хладан ваздух има већу густину па се он увек „подвлачи“ под топлији ваздух чија је густина мања. Ово је разлог зашто ваздушни фронт није вертикалан већ нагнут према хладнијој ваздушној маси. Угао нагиба зависи од разлике температура ваздуха у ваздушним масама као и правца и брзине ветра у њима. На међусобној граници између две ваздушне масе долази до њиховог „сукобљавања“ које проузрокује некада врло интезивне метеоролошке феномене. Из овога разлога изучавању особина фронтова заузима значајно место у метеоролошкој науци али ћемо се у овом уџбенику задржати само на описивању њихових основних карактеристика на дескриптивном нивоу.

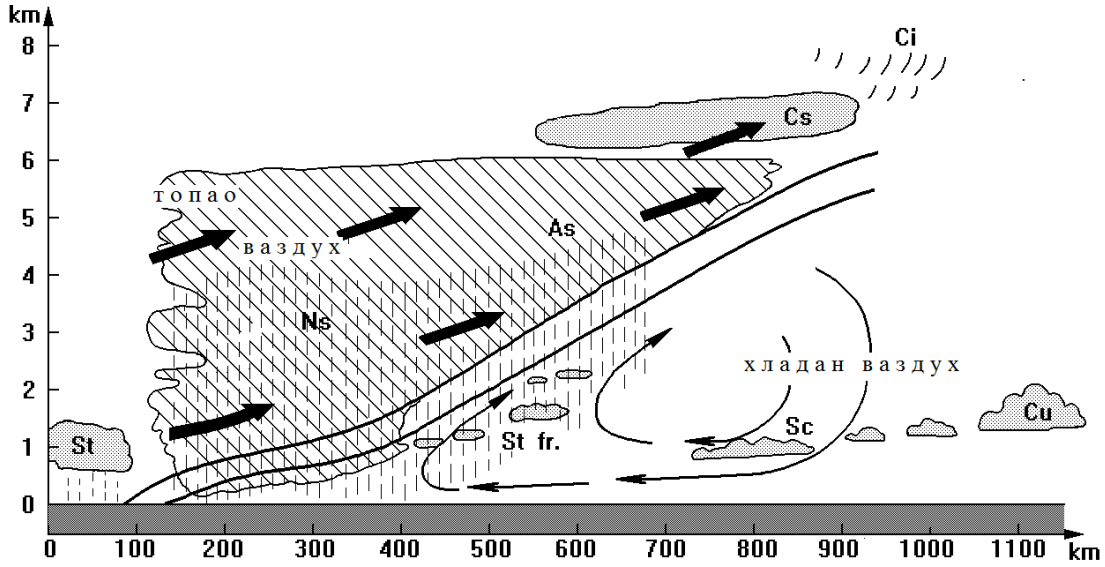
6.2.3 Врсте фронтова

Уколико топли ваздух, премештајући се, потискује хладан ваздух заузимајући његово место онда се фронт који тада настаје назива - ***топли фронт***. Он се креће на страну хладног ваздуха. Овде се појављују снажно уздизање ваздуха уз фронталну површину при чему се у појединим областима јављају јака вертикална ваздушна струјања при чему те брзине достижу вредности 0,1-0,2 m s^{-1}. Оваква струјања доводе до адијабатског хлађења ваздуха и кондензације водене паре која се налази у њему. Као резултат овог процеса долази до образовања читавог система облака у топлом ваздуху који се простиру у правцу фронта до хиљаду, а у ширину и до неколико стотина километара. Један такав систем облака у *топлом фронту* приказан је на слици 6.11.

На овој слици се види да се облаци у близини линије фронта, где им се основа поклапа са нивоом кондензације, налазе на висини од неколико стотина метара од Земљине површине, док им се врх налази у зони слоја ледених језгара. Овај део облачног система запоседа зону ширине 300-400 km испред фронта и углавном се састоји од

нимбостратуса, из ког падају сипеће падавине. У хладнијем ваздуху вертикална распрострањеност облака се смањује тако да они прелазе у високе слојасте облаке алтостратусе. Слој тих облака се образује на око 600 km испред фронта. Јасна граница између ове две врсте облака не постоји већ се прелаз из једне форме у другу одиграва постепено. Из алтостратуса у зимском делу године могу да се појаве падавине у виду снега. Међутим, лети падавине које се појављују из њих се испаре, не доспевши до Земљине површине.

При даљем удаљавању од линије фронта облачни систем прелази у високе циростратусе који се углавном састоје из ледених кристала. Њихово образовање се објашњава уздизањем топлог ваздуха уз фронталну површину при чему га слојеви ваздуха на већим висинама, потискују на још већу висину. Ови облаци потом у предњем делу облачног клина прелазе у цирусе унцинусе (Ci unc). Они се појављују на 800-900 km испред линије фронта да би потом прешли у цирусе. Овако описан облачни систем представља извесну идеализацију тако да су у реалним условима могућа и извесна одступања у погледу његове вертикалне и хоризонталне распрострањености. Водени садржај облака у близини фронта на висинама 1-2 km достиже вредност 0,5-0,8 g m^{-3} а на предњем делу фронта, на висини 3-4 km, водени садржај износи око 0,2 g m^{-3}. По неким осматрањима падавине топлих фронтова сачињавају 12-26% свих падавина. Понекад ако је топли ваздух влажан и нестабилан у слоју облака Ns могу се образовати облаци непогоде Cb из којих се изливају пљусковите падавине.

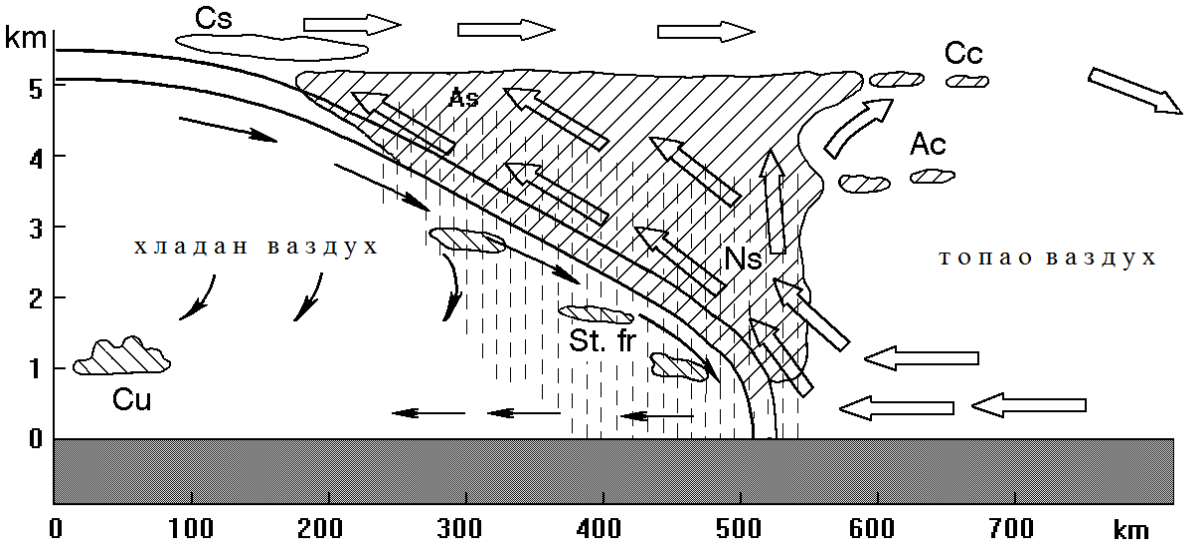


Слика 6.11 Облачни систем и ваздушна струјања у области топлог фронта.

Када хладна ваздушна маса помера топлу тада их раздваја тзв. хладни фронт. Тада обично хладна маса доводи до појаве нестабилности и понекад до јаког пада температуре. Тако је, на пример, у Сједињеним Америчким Државама хладан фронт, са 18. на 19. октобар 1948. године довео до снижења температуре за износ од 20 до 27°C што се у уџбеницима наводи као екстреман пример. До чега све може да доведе пролазак хладног фронта нека послуже и следећа два описа. Хладни фронт је, прошавши 25. марта 1963. године изнад Алжира где је температура ваздуха опала за око 12°C, стигао до осмог степена географске ширине где је изазвао велике ковитлаце прашине на површини од око 300000 km^2; на јужној полулопти хладни фронт је пошавши изнад Бразила 17. јула 1957. године прешао чак и екватор и стигао на север до Венецуеле, на око 6°, где је довео до излучивања падавина у износу од 100 mm за 24 сата. Нагиб хладног фронта у просеку износи око 1/85 мада у пограничном слоју његов нагиб може да буде и знатно већи па је

фронт на површини земљишта уврнут уназад због великог трења. Овај фронт изазива велику нестабилност. Пошто хладани ваздух, који се креће, уздиже топли ваздух, који се налази испред њега, узлазна струја ваздуха испред линије фронта образоваће вртлоге с хоризонталном осом уз снажне ударе ветра.

На основу форме кретања разликују се две врсте хладног фронта - првог и другог реда. ***Хладни фронт првог*** реда или активни хладан фронт, како се још назива, је фронт код кога се топли ваздух креће већом брзином од хладног ваздуха. Том приликом долази до тога да ток ваздуха на висини престиже фронт, и да се понекад спушта чак до површине земљишта. Такав ток доноси сув и топли ваздух који образује тзв. суву линију. На површини на којој је раздељен суви од влажног ваздуха, који се налази испред самог фронта, долази до појаве снажних удара ветра. Међутим, много чешће топли ваздух не доспева до површине земљишта већ бива однесен снажном узлазном струјом која доводи до образовања кумулонимбуса изнад хладног ваздуха. У овом делу фронта, у доста уској области, ширине од 40 до 60 километара, развијају се снажна конвекција и турбуленција тако да понекад образовани кумулонимбуси досежу и до стратосфере. Иза зоне конвекције нагиб фронта се смањује тако да у овој области нема истискивања ваздуха навише. Код хладног фронта првог реда, са висином, брзина ветра се повећава тако да на висинама преко 900 милибара компонента ветра која је нормална на фронт превазилази брзину кретања фронта. Брзина силазних струјања је веома мала тако да иза ове зоне фронта неретко долази до разведравања.

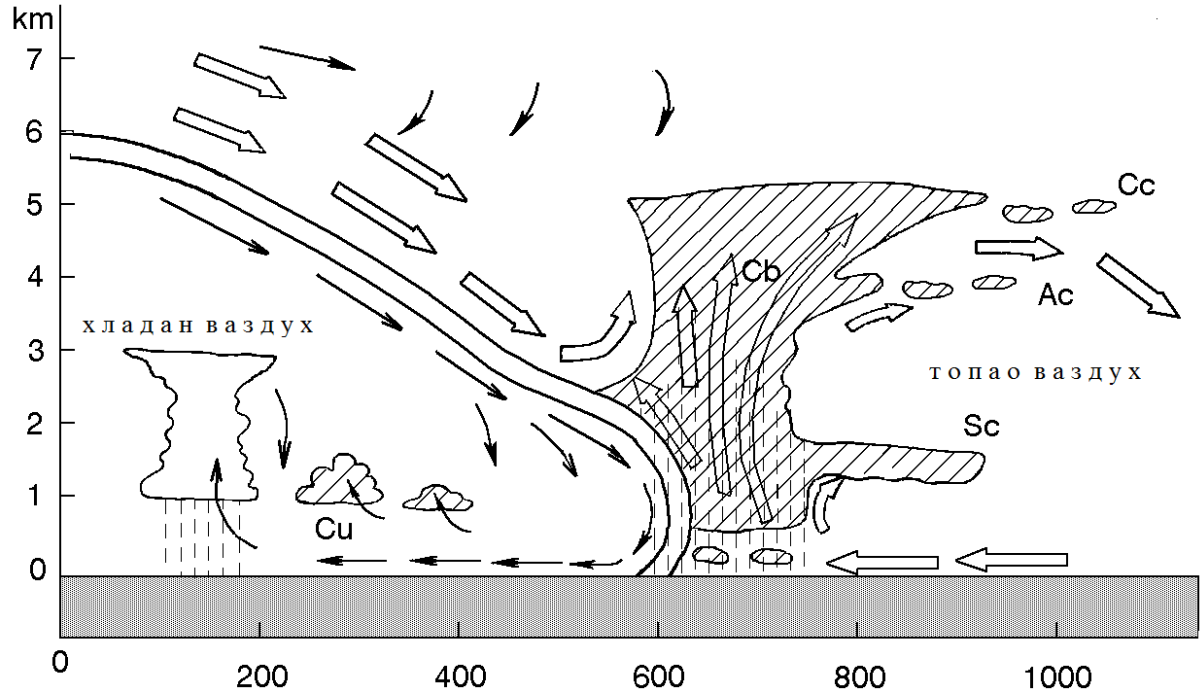


Слика 6.12 Облачни систем и ваздушна струјања у области хладног фронта првог реда.

Хладни фронт другог реда или пасивни хладни фронт представља фронт код кога се топли ваздух одваја од фронта уздижући се уз линију фронта која има много већи нагиб (1/70 до 1/80) него што га има хладни фронт првог реда. Вертикална брзина издижућег ваздуха достиже и до 0,25 m s^{-1} док на висини долази до адвекције хладног ваздуха. Изнад фронта се образује облачни систем Ns-As из којих падају падавине које су дуготрајније него код хладног фронта првог реда. Испред фронта на нижим нивоима може да дође до струјања ваздуха а на средњим висинама тропосфере и до конвекције и образовања снажног кумулонимбуса. Код ове врсте фронта предфронталне падавине могу да имају велики интензитет. Треба истаћи и једну занимљивост везану за хладни фронт. По неким истраживањима по проласку хладног фронта у атмосфери количина озона се увећа и до осам процената.

У оба типа хладног фронта хладни ваздух се као клин подвлачи под топао ваздух, присиљавајући га да се уздиже по површини снажних узлазних струјања тако да се образују кумулонимбуси. Иза фронта се образују слојасти облаци. Услед интензивног трења о подлогу, нагиб линије хладног фронта у односу на Земљину површину доста је велики. Хладни фронт првог реда и хладни фронт другог реда се међусобно разликују у степену нестабилности и специфичној влажности ваздуха у њима. Осим тога они се разликују и по брзинама којима су у додир дошли различити делови фронта.

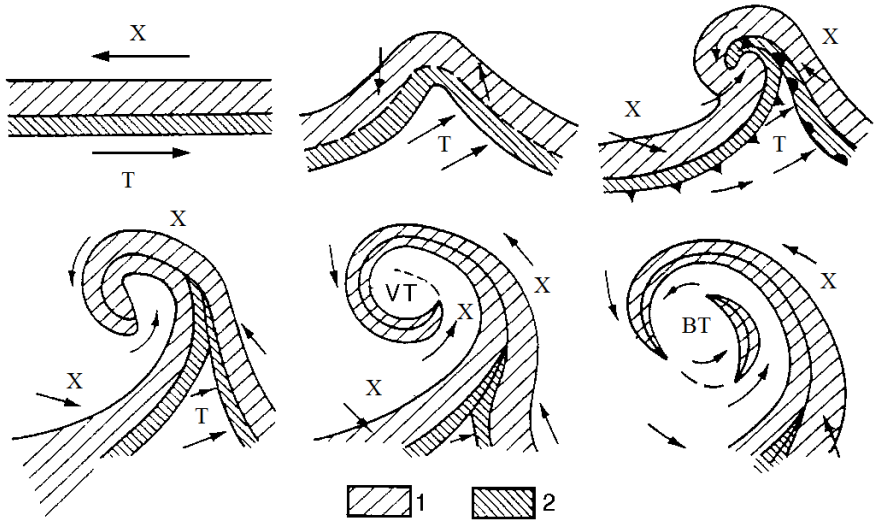
Хладни фронт првог реда се карактерише релативно мирним уздизањем топлог ваздуха по фронталној површини до великих висина. Облачни систем овог фронта је аналоган систему облака у топлом фронту али у обрнутом редоследу (слика 6.12). Непосредно испред фронталне површине, услед њеног великог нагиба, долази до образовања нимбостратуса а са удаљавањем од њега образују се алтостратуси и циростратуси.



Слика 6.13. Облачни систем и ваздушна струјања у области хладног фронта другог реда.

За хладни фронт другог реда карактеристично је да се ваздух уздиже уз фронталну површину само до висине 2-3 km (слика 6.13). Изнад тог нивоа долази до силазног струјања ваздуха. Као што се види са слике, уздизање ваздуха се одиграва у једном уском појасу у близини линије фронта. Отуда и облачни систем хладног фронта другог реда такође запоседа узак појас. На линији фронта се образују кумулонимбуси који се распростиру стотинама километара. Ове облаке прате непогоде и снажни удари ветра. Горњи делови ових облака бивају увучени општом струјом топлог ваздуха која их потискује на велико растојање испред фронта у виду циростратуса и цирокумулуса. На средњим висинама се образује прекривач од алтокумулуса који се под утицајем силазних струјања испред облачног система, разбијају на алтокумулусе лентикуларисе (Ac lent). Ови облаци имају дијагностички карактер пошто наговештавају долазак хладног фронта другог реда.

Фронт оклузије је сложени фронт који настаје када се хладни фронт у циклонима креће брже од топлог фронта, који бива задржан силом трења, и достигавши га сједини се са њим. Изнад њега се топли ваздух уздиже у вис у виду топлог "жљеба", на слици 6.14 означен са ВТ, који се уочава на нивоу од 700 па чак и 850 милибара.



Слика 6.14 Шема оклузије; 1- област са облацима; 2- област са падавинама; X - хладан ваздух; T - топли ваздух и BT - горњи топли ваздух [Хриган (Хриган), 1978].

Облачни систем састављен од система Ns-As заједно са кумулонимбусом чине једну компактну целину. Осматрања са сателита указују да је са оклузијом повезана и појава једне јасно видљиве траке облака; она се током времена "савија" и "уврће" у циклонском вртлогу да би се потом распала на неколико уских делова (слика 6.14).

6.2.4 Циклони

Циклон може да се посматра као област сниженог притиска коју карактерише циркулација која је супротна кретању казаљке на сату. Међутим, циклон је могуће посматрати паралелно; као настанак и развој фронталног таласа и као настанак вртлога повезаних с облашћу ниског притиска. Процес образовања циклона је доста сложен тако да прогноза образовања циклона представља један од најтежих и најкомпликованијих поступака у метеоролошким прогнозама.

Развој циклона и одговарајуће промене времена најлакше се описују ако се циклон образује као талас на фронту. Познавање њихове еволуције је од велике важности у прогнози времена и његових опасних појава као што су: олујни ветрови, пљускови и др. Постоји и други тип развоја тј. када циклон настаје као последица "дугачког таласа" који се јавља у средњој тропосфери.

У првом стадијуму развоја топла ваздушна маса се премешта ка северу (пошто разматрамо образовање циклона на северној полулопти) док позадински хладни ваздух са запада почиње да продире ка југу. Испред топлог фронта образује се карактеристичан систем облака и падавина док се талас брзо креће дуж фронта према истоку.

Уколико је талас нестабилан његова амплитуда се повећава и циклон прелази у други стадијум познат под именом - *млади циклон*. Када притисак у његовом централном делу брзо опада (понекад и до 13 mb за три сата), ветар се у њему убрзава до олујних размера уз развијање фронталних облака. Између топлог и хладног фронта уочава се топли сектор са падавинама. У позадини (западни део) циклона иза хладног фронта притисак понекад порасте и за 22 милибара за сат.

Највећи степен развоја циклон достиже у трећем стадијуму тј. стадијуму тзв. *централног циклона* када притисак у њему достиже најнижу вредност. У том периоду

долази до оклузије фронтова при чему се топли ваздух енергично истискује увис, у централном делу циклона, уз појаву обилних падавина. Тако, на пример, циклон настао у области Хамбурга (Немачка), који је проузроковао катастрофалне поплаве 12. новембра 1972. године, у центру је имао притисак од 955 mb и брзину ветра од 68 m s^{-1}. Пошто се при попуњавању целокупне области циклона хладним ваздухом температура смањује, у четвртом стадијуму циклон се попуњава тако да се циркулација у њему гаси а кретање успорава усмеравајући се према северу. Временски гледано први и други стадијум у образовању циклона трају најкраће - мање од једног дана. Међутим, трећи и четврти стадијум могу да трају пет до седам па и више дана.

Понекад, посебно изнад мора или планинских венаца, могуће је уочити циклоне који иду један за другим, са дневним интервалом, у виду четири до пет таласа на једном фронту тако да пролажење ове серије циклона може да потраје четири до пет дана. Између чланова овакве серије налазе се мањи, "прелазни" антициклони.

Поменимо и *тропске циклоне* који представљају, мале по размеру, али веома моћне циклонске вртлоге изнад тропских мора а који се образују унутар тропске зоне конвергенције.

6.2.6 Антициклони

Антициклон је атмосферски вртлог повезан са облашћу високог притиска у којој се кружно кретање ваздуха одвија у смеру казаљке на сату - на северној полулопти и обрнуто на јужној. У централном делу антициклона градијенти притиска су доста мали. Због тога се и брзина градијентног ветра, или тачније њена тангенцијална компонента, повећава с удаљавањем од центра. У атмосфери силазна кретања су нешто израженија у предњем источном делу антициклона (где је и тропопауза нижа) него у западном делу. Ово погодује образовању тзв. инверзије спуштања испод које се образују слојеви стратокумулуса и стратуса или, пак, при малој влажности пограничног слоја могуће је одржавање мирног и јасног времена у антициклону.

Постоји неколико типова антициклона. *Стационарни суптропски антициклони* се образују у појасу од десетог до четрдесетог степена географске ширине и то пре свега изнад океана. Протежу се на дужини 3000 до 4000 km а атмосферски притисак у њима је 5 до 20 милибара виши од средњег притиска на целој паралели. Они углавном обухватају целу тропосферу тако да је оса повишеног притиска на висини назнатно нагнута према екватору. *Прелазни антициклони* не запоседају велики простор и обично се налазе између два узастопна циклона као што је то већ описано у претходном поглављу. Њихова брзина кретања је променљива и у просеку износи: 27 km h^{-1} у Европи, 36 km h^{-1} у Сједињеним Америчким Државама и на југу Средње Азије - 66 km h^{-1} при чему треба имати у виду да им је брзина већа зими него лети. *Развијени антициклон* је просторно велики и стабилан систем. *Стационарни хладни антициклон*, као што су, на пример, сибирски или канадски, има просторни размер од око 3000 km и са приземном инверзијом дебљине 600-800 m у којој промена температуре износи и до 32°C. Овај тип антициклона у центру има притисак од 1040 mb и доста слабо изражену моћ у вертикалном правцу тако да су слабо изражени већ на 700 mb а силазна кретања имају брзину од око 0,01 m s^{-1}. Овој класификацији треба придружити и *антарктичке* и *арктичке антициклоне* који су хладни и стабилни са јако израженом дивергенцијом и јаким ветровима на њиховој периферији уз појаву ниске спуштене инверзије.

У летњем периоду услед јаког загревања изнад пустињских висоравни, као што је Тибет на пример, образују се висински антициклони у горњем делу тропосфере са великим градијентима притиска на њиховој северној периферији. У горњем току тропосфере понекад могу да се образују и тзв. "блокирајући" топли антициклони. Они

настају када се ток ваздуха, усмерен ка северу, одвоји од изворног тока ваздуха при чему притисак при површини земљишта може да достигне и 1080 мб.

6.2.5 Прогноза времена – синоптичка и нумеричка

Један од најважнијих задатака у метеорологији је давање прогнозе времена за већу или мању област. Овај сложени технолошки поступак је од непроцењиве важности за нормалну људску делатност. Несумњиво је да коректна прогноза има и економских реперкусија тако да се овом послу увек прилази са посебном пажњом. У прогнози времена користе се синоптички метод и метод нумеричке прогнозе времена. Прогнозе добијене неким од поступака могу да буду: краткорочне (до два дана), средњорочне (до пет дана) и дугорочне (од пет дана до једног месеца и дуже). У основи сваког метода за прогнозу времена налази се једна јасно, мада делимично упрошћена, представа о физичкој природи прогнозирања појаве као и њена повезаност са појавама у атмосфери које су везане за велики просторни размер.

Синоптички метод углавном користи тзв. *синоптичке карте* - приземне и висинске (углавном на нивоима од 700 и 500 милибара) уз допунске карте вертикалних брзина. На карте се наносе шифровани метеоролошки елементи са одговарајућим вредностима добијених вертикалном сондажом изнад различитих станица. Потом се на синоптичкој карти извлаче изобаре и изохипсе да би се раздвојиле области високог и ниског притиска; уз то се назначавају фронтови, облачни системи, области са падавинама, итд. Међутим, због убрзаног развоја рачунара и нумеричке прогнозе времена, синоптичка прогноза времена је практично напуштена. Данас се синоптичка прогноза времена обавља, пре из разлога очувања традиције него из разлога њене неопходности.

Идеја да се прогноза времена, тј. изналажење будућег стања атмосферских поља на основу познавања неког претходног стања, у принципу може добити решавањем система хидродинамичких једначина, потиче, сматра се, од Бјеркенса (Bjorkens) који је ту могућност формулисао још давне 1904. године. Први покушај остварења ове идеје учинио је Ричардсон (Richardson) током првог светског рата. Након огромног рачунског напора он је добио сасвим погрешан резултат. Напредак у познавању метода нумеричког решавања парцијалних диференцијалних једначина, напредак у динамичкој метеорологији, и, најзад конструисање прве електронске рачунске машине 1945. године, омогућили су коначно успешну нумеричку интеграцију једначине кретања. Користећи једноставан модел, Чарни (Charey), Фјортофт (Fjortoft) и фон Нојман (von Neuman) су крајем 1940-их година израчунали прву у свету *нумеричку прогнозу времена* тј. нумерички интеграл једначина кретања почевши од осмотрених почетних услова.

Примена метода нумеричког решавања диференцијалних једначина кретања је у метеорологији данас веома развијена. У тзв. нумеричким моделима за прогнозу времена осим већ поменутог тзв. "динамичког дела модела″, од подједнаке важности су и делови који третирају зрачење и физичке процесе у атмосфери а који сачињавају тзв. "физички део модела″. У већини метеоролошких служби редовно се овим путем рачунају прогнозе метеоролошких поља, и затим користе као основа за практичну прогнозу времена. На више места постоје и усавршавају се модели за симулацију опште атмосферске циркулације. Нумерички модели се развијају и за истраживање разних процеса мањих размера; на пример, термичке конвекције па чак и животног циклуса грмљавинског облака. Слични покушаји се врше и у другим областима метеорологије, нпр. проучавању атмосферског граничног слоја, итд.

У нумеричком моделу за прогнозу времена бројне вредности свих метеоролошких елемената се рачунају наново и наново после временског сваког периода који називамо временски корак. Дужина временског корака износи од неколико минута до неколико

десетина минута. Наравно, вредности метеоролошких елемената се рачунају у свим тачкама мреже на коју је подељена област за коју се израчунава прогноза времена. Растојање између тачака у мрежи се креће од неколико метара до неколико десетина километара. Уколико се употребе технике интерполације, можемо рећи, да нам нумерички модели прогнозе времена обезбеђују познавање бројних вредности свих метеоролошких елемената у сваком тренутку времена у било којој тачки простора унутар области за коју се врши интеграција.

6.2.7 Примена нумеричке прогнозе времена у пољопривреди

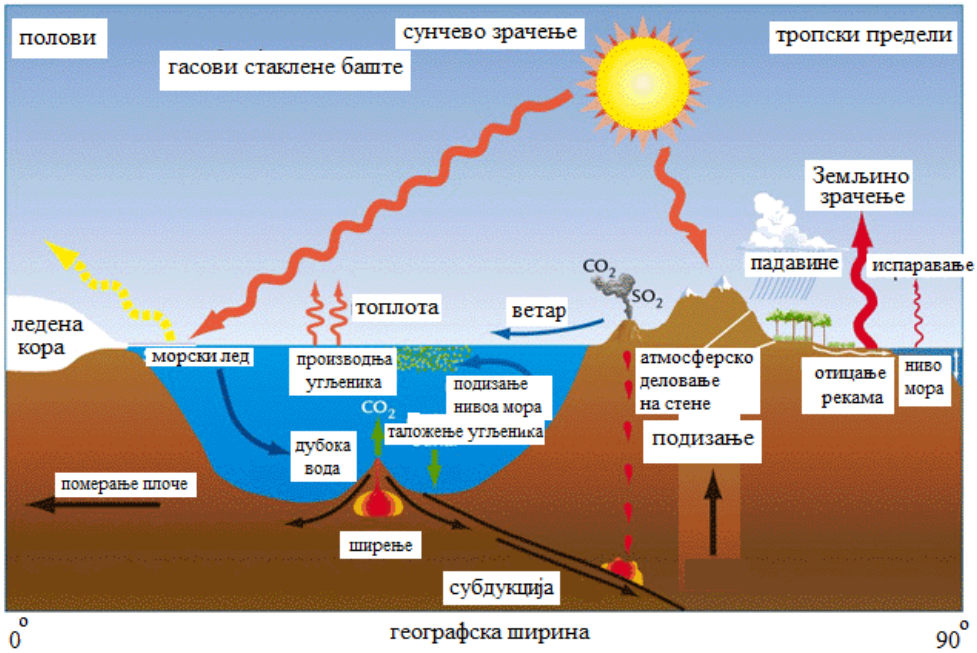
Познавање бројних вредности метеоролошких елемената у сваком тренутку времена и у свакој тачки простора отвара могућности примене нумеричке прогнозе времена у широком спектру области људских активности. Свакако, пољопривреда као грана привреде која је најтешње повезана са временом и климом представља област широке примене нумеричке прогнозе времена. Овде се посебно мисли на биљну производњу. У ту сврху, излазе из нумеричког модела можемо у пољопривредној пракси применити директно и индиректно. *Директна примена* подразумева коришћење нетрансформисаних података добијених у процесу прогнозе времена. Под тиме се мисли на прогнозе наиласка временских појава као што су продори хладних и топлих ваздушних маса, периоди са великом количином падавина, периоди са врло интензивним ветровима и сл. Дакле директна примена се огледа у упозорењу пољопривреднкиа на наступање углавном неповољних временски прилика. *Индиректна примена* прогнозе времена представља употребу нумерички излаза из модела за прогнозу као улаза у друге, дијагностичке софтвере као што су површинске шеме, модели за прогнозу појаве биљних болести и штеточина.

ДЕО V

ЕЛЕМЕНТИ КЛИМАТОЛОГИЈЕ И АГРОМЕТЕОРОЛОГИЈЕ

7.1 ОПШТИ ПОЈМОВИ О КЛИМИ

У овој глави пажња ће бити посвећена општим појмовима везаним за дефиницију климе. За одређивање појма климе употребићемо дефиницију коју је дао Рубинштајн (Rubinstein, 1952) у којој се под климом подразумева: "Просек карактеристика временских процеса, који су проузроковани сунчевим зрачењем, особинама подлоге и атмосферском циркулацијом која је зависна од њих", као што је графички приказано на слици 7.1. Ова дефиниција доста јасно указује управо на оне елементе који узрокују климу и који се данас најчешће третирају преко атмосферских модела са незаобилазним физичким моделима и шемама који су у њима садржани. Захваљујући прогресивном развоју рачунарских техника и рачунара управо тај тзв. "моделарски" приступ је веома моћно средство у проучавању климе. Управо овакав приступ омогућава нам да избришемо ону границу која постоји у методолошком смислу у проучавању времена и климе. Међутим, ми се на овом месту нећемо бавити описом и начинима примене таквих техника у проучавању климе остављајући то за неке друге прилике. Идеја нам је да на један описан начин дамо дефиниције и приказ климатских елемената, фактора и модификатора незаобилазних компоненти при проучавању климе.



Слика 7.1 Графички приказ Земљиног климатског систем

Климатологија се дели на: *општу климатологију* и *климатографију*. Општа климатологија проучава физичке основе климе, а климатографија се бави приказом климе појединих области. Како се клима осим у простору, мења и у времену, унутар климатологије су се развиле и *палеоклиматологија*, која проучава климу (далеке) прошлости, као и *историјска климатологија*, која се бави климом у холоцену (најновије доба, од 10 000. п.н.е. до данас).

7.1.1 Подела климе

Када говоримо о клими онда се увек подразумева да се том приликом мисли на вишегодишњи режим времена. Такође, неспорно је да клима представља једну од физичко-географских одлика просторне целине и да чини њену значајну компоненту. Она може да се проучава за простор који обухвата атмосфера или земљиште тако да може да се говори о клими атмосфере и клими земљишта.

Клима атмосфере се обично односи на слој ваздуха у атмосфери до висине 10-12 km - висине на којој се појављују облаци тј. до просечне висине тропосфере. Пошто клима атмосфере од настанка човека утиче на све врсте његове делатности онда је и природно да се, већ према потребама, она може проучавати у различитим просторним размерама као што су планетарне, локалне или, пак, микроразмере. Отуда се као природна намеће подела климе на: макроклиму, мезоклиму, топоклиму и микроклиму.

назив	просторни размер (km)	висина (km)	пример	карактер
макроклима	100 – 10 000	10-12	Панонска низија	географски
мезоклима	1 - 100	10-12	град	географски
топоклима	0,1 - 1	1	падина брда	географски
микроклима	0.0001 - 0.1	0.1	њива	агеографски

Табела 7.1 Подела климе према просторном размеру.

Макроклима се односи на климу у планетарним размерама - на климу Земље, као и на климу већих просторних целина - тундре на неком континенту, неке веће степске области, неке веће пустиње или климе изнад неког већег мора или океанских области итд. Том приликом, у области за коју се прати макроклима могуће је да она буде састављена од великог броја мезоклиматских типова при чему: а) један од њих је доминантан или б) нема изразите доминације ни једног од њих. Праћење и проучавање ове макроклиме везано је за резултате вишегодишњих осматрања метеоролошких елемената и појава на стандардним метеоролошким станицама које се налазе у географској целини за коју разматрамо климу. Израда климатских студија и атласа појединих земаља, за потребе пољопривреде али и других људских делатности, представља један пример проучавања макроклиме.

Мезоклима или *локална клима* се односи на климу мањих области које сачињава самосталну географску целину као што су: речна долина, језеро и његова ужа околина, брдо, шумски комплекс, град итд. Мезоклима сваке од побројаних географских целина представља једну од многобројних компоненти. За проучавање мезоклиме није довољно да се користе осматрања са стандардних метеоролошких станица. Она морају да буду потпомогнута резултатима тзв. специјалних метеоролошких мерења. Тако, на пример, ако се проучава клима неког града онда се специјалне метеоролошке станице поставе на карактеристичним местима у граду: у најнижим и највишим зонама у граду, у његовим густо и слабије насељеним деловима, у парковима, у области језера, у индустријским зонама итд. При оваквим мерењима, када је потребно да се измере и профили појединих метеоролошких елемената, од посебног значаја су аутоматске метеоролошке станице како стационарне тако и покретне.

Топоклима је одредница коју је увео Торнтвајт (Thornthwaite). Она се односи на климу малих површина као што су: шумски пропланак, ветрозаштитни појасеви и поља између њих, падина неког брда, итд. Дакле то је клима области која у географском смислу још увек чини целину. Топоклиматска проучавања заснивају се на подацима

осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико специјалних метеоролошких станица постављених на карактеристична места у области за коју се топоклима проучава.

Микроклима се односи на климу површина малих агеографских целина као што су: ливада, њива, складишни простори, делови града, итд. Особености микроклиме изабране области најизразитије су у најнижем приземном слоју ваздуха при јасном и тихом времену. При облачном и ветровитом времену и на висини од неколико метара изнад површине земљишта, особине микроклиме уочене области се радикално мењају а често и нестану. Микроклиматска проучавања, слично као код топоклиматских, заснивају се на подацима осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико специјалних метеоролошких станица. Међутим, уколико се ради о микроклими неког складишног објекта или, пак, биљке или цвета онда се у ту сврху користе резултати микрометеоролошких мерења по посебно утврђеној методологији мерења и обраде података.

Горе наведена подела климе атмосфере може и другачије да се прикаже (табела 7.1). На пример, преко просторног размера области за коју се клима проучава. Тако се макроклима односи на просторни размер од 100 до 10 000 km, мезоклима на простор од 1 до 100 km, топоклима на простор од 0,1 до 1 km и коначно, микроклима се односи на простор од 0,0001 до 0,1 km. Оваква подела је изведена на основу метеоролошких процеса и појава који су доминантни за разматрани просторни размер. Но и поред тога очигледно је да је ова подела оријентациона и тако треба да се схвати.

Земљина површина и горњи слојеви земљишта до дубина, до којих се осећа дневно и годишње колебање температуре, имају велику улогу у загревању и хлађењу ваздуха изнад земљиша, у контроли садржаја водене паре у приземном ваздуху, као и другим процесима који се у ваздуху одигравају. Отуда површина земљишта и његови горњи слојеви имају великог утицаја на формирање климатских карактеристика неког места. Из наведених разлога упоредо са проучавањем климе атмосфере проучава се и *клима земљишта*. Свакако да клима земљишта има доста заједничког са климом атмосфере али има и својих специфичности, посебно у погледу свог формирања, које је чине предметом посебног проучавања. Ова клима се формира у земљишту које чини један биоминеролошки систем који ни изблиза није тако хомоген као атмосфера. Док атмосфера може да буде релативно хомогена на великом простору дотле је земљиште хетерогено на много мањем простору. Не треба, такође, сметнути с ума ни чињеницу да су физички процеси који се одигравају у земљишту сасвим различити од оних који се одигравају у атмосфери. Коначно на климу земљишта у великој мери утичу: а) присуство вегетације и снега као природних покривача, присуство кореновог система и остатака вегетације, микроорганизми и присуство другог живог света и б) делатност човека која се манифестује кроз подизање биљних засада, примену агротехнике у обради земљишта, наводњавање и подизање разних објеката.

7.1.2 Климатски елементи и климатски чиниоци

Време, као тренутно стање атмосфере изнад неке области, изражено је као комбинација великог броја елемената, нпр. температуре ваздуха, сунчевог зрачења, притиска, испаравања, влажности ваздуха итд. Тако да би било сасвим коректно да се каже да је време стање метеоролошких елемената за један кратак временски период као што је већ истакнуто. Уколико се елементи који сачињавају време обраде за дуги низ година, израчунавањем њихових средњих вредности, онда се добијају *климатски елементи*. На основу тако добијених просечних вредности климатских елемената за неку област могуће је саставити њену климатску "слику". Када се говори о клими неопходно је навести за колики период година је вршено осредњавање. Међутим, уколико је период

осредњавања 30 година није потребно посебно наглашавати дужину периода јер је 30 година узето за „*стандардни*“ период.

Свакако да се овде ради о једном класичном приступу који ни данас није изгубио на актуелности када је у питању проучавање климе. Постоји и други приступ у креирању климатске слике. Он би могао да се окарактерише као проучавање типова времена који условљавају средње вредности метеоролошких елемената и појава.

Углавном, климатски елементи се могу поделити у четири групе и то: космичке, телурске, геолошке и метеоролошке. У *космичке елементе* спадају: сунчево зрачење као и краткоталасно зрачење неба док у *телурске елементе* долазе: Земљино зрачење и противзрачење атмосфере, количина радиоактивног зрачења, садржина прашине и других честица у ваздуху. Под *геолошким елементма* подразумевају се: пропустљивост Земљине површине за сунчево зрачење и краткоталасно зрачење неба и температурна и топлотна проводљивост земљишта док групу *метеоролошких елемената* сачињавају: температура земљишта и ваздуха, атмосферски притисак, влажност ваздуха и земљишта, испаравање, облачност и дужина трајања сунчевог сјаја, падавине и снежни покривач (висина и дужина трајања), ветар (правац и брзина), електрицитет у ваздуху.

Вратићемо се за тренутак на Рубинштајнову дефиницију климе изнесену у претходном поглављу. У њој се јасно издвајају три групе чинилаца који условљавају расподелу климатских елемената која варира од области до области и од сезоне до сезоне. Ти чиниоци се називају *климатским чиниоцима* који могу да укључују: астрономске, географске, метеоролошке и антрополошке. У *астрономске* климатске чиниоце спадају: Земљина ротација што се манифестује кроз промену угла под којим сунчеви зраци падају на одређени упоредник у току дана и године; код *географских* то су: географска ширина, општи распоред копна и воде, надморска висина, рељеф земљишта, врста подлоге, и врста вегетационог покривача, а *метеоролошких*: особине атмосферске циркулације (ветрови из разних праваца) и смена ваздушних маса, особине атмосфере (садржина водене паре, угљен-диоксида, озона и разних честица), облачност и падавине (које изазивају неке промене код температуре). Овој групи климатских чинилаца треба придодати и једну нову групу чија би одредница била - *антрополошки чиниоци*. Њихов утицај на климатске елементе директно проистиче из човекове делатности којом се изазивају позитивне и негативне промене на глобалном (емисија гасова стаклене баште, крчење шума на великим површинама итд.) и регионалном или, пак, локалном плану (мелиоративни захвати, подизање биљних засада, изградња урбаних средина, измена структуре биљног покривача итд.). У новије време овај чинилац постаје доминантан када је у питању измена климе. Овој чињеници се посвећује посебна пажња у климатским моделима којима се симулирају процеси за које се претпоставља да доводе до климатских промена.

7.1.3 Климатски модификатори

Питање о начину образовања климе постављено је већ одавно. Очигледно да на то, у већој или мањој мери, утиче више чинилаца. Уочено је да сунчево зрачење и карактер подлоге највише доприносе образовању климе. Отуда и појам тзв. *соларне климе.* Под њом се подразумева она клима, која би била на Земљиној површини под условом, да је Земља хомогена, тј. да је цела Земљина површина састављена или само од равног копна униформних топлотних карактеристика, или од воде, и без атмосфере изнад ње. Тада би расподела топлоте на Земљи зависила једино од количине краткоталасног сунчевог зрачења и земљиног зрачења. У том случају у сва места на истим географским ширинама доспевала би иста количина краткоталасног зрачења а одлазила иста количина Земљиног зрачења. Оваква расподела зрачења за последицу би имала исте температуре

земљишта и ваздуха. Количина топлоте коју би примила места на Земљи зависила би: а) од интензитета сунчевог зрачења, б) од висине Сунца и в) од дужине дана. Слика једног овако идеализованог система у погледу климе не би се изменила ни ако би изнад Земље био сув ваздух тј. без водене паре. У том случају само би се незнатно изменила расподела топлоте изнад уочене области.

Стварна клима је очигледно другачија. Она је у односу на соларну климу мање више измењена, пошто Земљина површина није хомогена већ је састављена из копна (са присутном орографијом) и воде. Сем тога, Земља није гола већ је покривена шумом или ниском вегетацијом а вода се осим у течном агрегатном стању јавља и у виду леда. С друге стране ваздух у атмосфери није потпуно сув, већ има у себи мање или више водене паре, док на океанима има топлих и хладних водених струја. Такође, изнад целе Земљине површине има топлих и хладних, затим влажних и сувих ваздушних струја. Присуство свих побројаних нехомогености у односу на горе описан идеализован систем Земља-атмосфера, утиче на расподелу топлоте на Земљиној површини. То значи да топлотно стање ваздуха у неком месту не зависи само од сунчевог краткоталасног зрачења и земљиног зрачења, већ и од размене топлоте која се обавља како струјањем ваздуха тако и морским струјама између различито загрејаних предела на Земљи. Све су ово важни чиниоци који утичу на соларну климу мењајући је у *физичку* или реалну климу разних делова Земље. Према већ изнесеном, целокупно дејство разних климатских чинилаца на извесном месту даје као резултат физичку или реалну климу. Ови климатски чиниоци су у ствари *климатски модификатори* који модификују соларну климу претварајући је у физичку или реалну климу. Уколико је већи утицај климатских модификатора, утолико је већа разлика између стварне и соларне климе. А у томе се изражава утицај климатских модификатора. Према величини утицаја на соларну климу, климатски модификатори могу да се поделе на климатске модификаторе првог, другог и трећег реда.

У *климатске модификаторе првог реда* спадају: а) неједнака расподела копна и мора на Земљи, б) величина и облик континената са разуђеношћу обала и в) суседство топлих и хладних морских и океанских водених струја. Ови модификатори изазивају велике промене у соларној клими и утичу на формирање стварног поднебља, односно климе, како у појединим местима тако и у појединим пределима.

У *климатске модификаторе другог реда* спадају: а) висина и правац пружања планинских ланаца и б) рељеф земљишта и експозиција места тј. положај места према сунчевим зрацима. Ови модификатори модификују само услове соларне климе на копну.

Као *климатски модификатори трећег реда* јављају се: вегетација (пре свега шуме) затим језера, снежни покривач итд. Често поједини модификатори трећега реда могу да знатно више утичу на климу модификатора другог реда.

Сем ових напред наведених модификатора, постоји још и један значајан модификатор који не би могао да се уврсти у неку од напред наведених група а то је Земљина ротација. У наредним поглављима укратко ће бити приказан утицај појединих климатских модификатора на измену соларне климе. Прво ћемо да опишемо дејство Земљине ротације као климатског модификатора, а затим ћемо то да урадимо и за дејство појединих модификатора првог, другог и трећег реда.

7.1.4 Утицај Земљине ротације на климу

Услед Земљине ротације ваздушне масе не струје у правој линији од места високог ка месту ниског ваздушног притиска већ скрећу, и то на северној полулопти удесно, а на јужној улево од правца хоризонталног градијента ваздушног притиска. Ово се, као што је истакнуто, догађа под утицајем Кориолисове силе која је последица Земљине ротације.

Дејство Кориолисове силе нарочито се испољава код сталних ветрова пасата и антипасата. Када не би било Земљине ротације онда би ови ветрови имали меридијански правац. Антипасати би на висини дували од екватора према половима, а пасати од полова према екватору. Значи, топао ваздух би од екватора на извесној висини струјао према половима а хладан у приземљу од полова према екватору. Овакво стално струјање ваздушних маса би чинило климу доста једноставнијом него што она у ствари јесте.

Међутим, како антипасати скрећу од правца градијента то се услед тога догађа следеће. Са удаљењем од екватора дејство Кориолисове силе је све веће тако да антипасати скрећу све више према истоку. Када антипасати дођу до 30° географске ширине они су већ толико скренули на исток, да приближно имају правац запад-исток. Тада скоро на њих више не делује сила градијента притиска у правцу екватор-полови, већ преовлађује Кориолисова сила у правцу запад-исток. Услед тога у појасу око 30° географске ширине (на обема полулоптама) антипасати морају да се спуштају према Земљи. Ваздух се у приземљу нагомилава и образује се стални појас високог ваздушног притиска. У овом појасу, као што је познато, влада тихо, ведро и суво време (суптропске тишине), што је баш последица Земљине ротације.

Од високог ваздушног притиска изнад суптропских ширина дувају према екватору пасати, а према половима (односно према 60° географске ширине) западни ветрови. И ови ветрови су последица Земљине ротације, односно нагомилавања ваздушних маса изнад суптропских ширина. Исто тако последица Земљине ротације је и скретање ових ветрова од правца хоризонталног градијента атмосферског притиска. И не само скретање ових ветрова, већ скретање и поларних ветрова настаје услед Земљине ротације. Тако да поларни ветрови не дувају од полова до око 60° географске ширине у правцу меридијана, већ имају скоро источни правац.

На основу напред изнетог се види да Земљина ротација, односно Кориолисова сила, има веома великог утицаја на општу циркулацију ваздушних струја изнад Земље, а на тај начин и на климатске карактеристике. Јер као што је напред изнето, ветрови доносе климатске особине из оних предела одакле долазе. Узмимо нпр. случај да стални ветар услед свог скретања наилази и прелази преко неког већег језера. Ако је дотични ветар био сув, по прелазу преко језера постаће влажан и при даљем кретању условљаваће влажну климу, што не би био случај да ветар није скренуо.

Измена климатских услова услед Земљине ротације нарочито се испољава код топлотних односа на Земљиној површини, као и код расподеле падавина, која је знатно поремећена нарочито у суптропском појасу. У овом појасу се уместо постепеног смањивања количине падавина према половима, наједном наиђе на суве крајеве, а затим се према вишим географским ширинама количина падавина почне нагло да повећава. Можемо слободно да закључимо да је Земљина ротација узрок пустињске климе на суптропским ширинама.

Земљина ротација још утиче да се неједнакости у расподели атмосферског притиска на Земљи дуго одржавају, посебно на вишим географским ширинама. Према томе, ротација помаже и одржавању јачих климатских контраста и већих климатских разлика.

7.1.5 Утицај копна и мора на климу

На истој географској ширини море се под утицајем сунчевог зрачења мање загрева него копно. Ово долази услед тога, као што је већ истакнуто, што се вода другачије загрева него копно. Пре свега специфична топлота воде је већа него код копна па се она спорије загрева али и спорије хлади него што је то случај с копном. Надаље, када је копно у питању треба имати на уму да уколико је оно влажније утолико је већа и његова специфична топлота. Из тих разлога његова специфична топлота расте са

дубином мање или више већ према порасту влажности ваздуха. Стога ће и температура копна, при истој количини сунчевог зрачења бити знатно виша него температура воденог слоја. Сем тога, познато је да сунчево зрачење не може да продре дубље у унутрашњост земљишта, већ бива апсорбовано од стране активног апсорпционог слоја, изузев оног зрачења које буде одбијено од површине земљишта. Зато ће ово апсорбовано зрачење да се утроши на загревање активног површинског слоја.

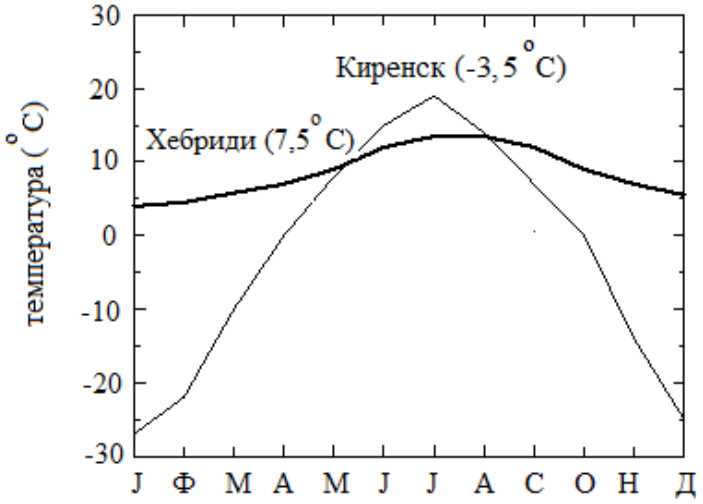
Међутим, код воде ствар стоји другачије. Сунчево зрачење се више рефлектује на води него на површини земљишта. Вода је донекле дијатермна и пропушта сунчево зрачење у току дана и до око 20 метара дубине. Наравно при проласку кроз воду оно бива апсорбовано од воде и његов интензитет слаби, а вода се загрева. Највише зрачења ће да се апсорбује на активној апсопционој површини, али ће то бити у мањем износу него на копну под истим условима. Па и овај мањи износ зрачења, који је апсорбовао површински слој воде, не искористи се у потпуности на загревање воде, већ се један део троши на испаравање са водене површине. Поред тога ветар који дува изнад воде производи у води турбуленцију, која загрејану воду од горње површине носи у дубину. На тај начин мања количина топлоте се распоређује у води на већу масу него што је то случај код копна. Стога је температура водене површине знатно нижа од температура копнене површине. Ово је разлог због чега се вода приликом израчивања спорије и слабије хлади него копно. Зато се копнене површине, при истом интезитету сунчевог зрачења брже и више загревају дању, а исто тако се ноћу брже и више хладе него, пак, водене површине.

Промена температуре подлоге условљава и промену температура ваздуха изнад те подлоге што је детаљно описано у претходним поглављима. Та промена температуре ваздуха би могла да се укратко опише на следећи начин. Ваздух ће изнад копна у поподневним часовима у току лета имати много вишу температуру у односу на ваздух изнад водене површине, док ће ваздух изнад копна ноћу и зими много брже и много више да се расхлади него ваздух изнад водене површине. Из наведеног описа непосредно произилазе два главна типа климе у односу на температуру - *континентални* и *маритимни* тип. Континентална клима влада на великим континентима а маритимна на великим морима и океанима. Као прелазни тип између ове две климе јавља се тзв. *приморска* клима, која у ствари представља мешовит тип у коме се осећају утицаји како континенталне тако и маритимне климе. Пошто приморска клима има неколико самосталних, карактеристичних црта, она може да се издвоји као засебан климатски тип.

Разлика између континенталне и маритимне климе, гледајући на температуру ваздуха, може најбоље да се илуструје, ако се упореде годишњи ходови температуре за два места, која се налазе на приближно истој географској ширини, од којих је једно у области континенталне, а друго у области маритимне климе. Изабраћемо два места: Хебриди (57° 32′ с.г.ш, 7°42′ з.г.д, 3 m надморске висине) на Хебридским острвима на западној обали Шкотске и Киренск (57°47′ с.г.ш, 108°7′ и.г.д, 263 m надморске висине) у источном делу Сибира на реци Лени. Годишњи ходови температуре ваздуха приказани су преко средњих месечних температура и средње годишње температуре за ова два места на слици 7.2. Са слике се види да је зима на Хебридима топлија, а лето нешто хладније него у Киренску. Разлика између средње месечне температуре најтоплијег и најхладнијег месеца у години је на Хебридима 9,5°, а у Киренску 46,0°. Идући од зиме ка пролећу температура се повећава у средњој вредности на Хебридима само за 1,2°, а у Киренску за 21,8°. Пролеће је на Хебридима прохладно, а јесен топлија; у Киренску, напротив, пролеће је топлије него јесен. На Хебридима је средња температура у априлу нижа од средње температуре у октобру, док је у Киренску обрнуто.

Анализирајући годишње ходове температуре ваздуха намећу нам се следећи закључци: а) годишњи ход температуре (Киренск) на копну је знатно израженији него на океану. Годишње колебање температуре ваздуха је на копну, према горе наведеним вредностима, око 6 пута веће него на океану; б) температура се на копну од зиме према

лету нагло повећава, а од лета ка зими нагло смањује, док су на океану ови прелази знатно блажи и в) максималне температуре ваздуха изнад копна и океана су фазно померене тј. док се на копну појављују у јулу, изнад океана се појављују у августу дакле, касније него на копну. Из изложене анализе се види да су промене температуре ваздуха на копну много веће и наглије него на мору, односно океану. На основу ових особина континенталној клими се често придодаје атрибут тзв. *ексцесивне климе*, док се за маритимну а и приморску климу каже да је *лимитарна* или *ублажена*. Прелази из једног у други климатски тип су углавном постепени уколико не постоје неки секундарни утицаји који могу да поремете природни ток прелаза.



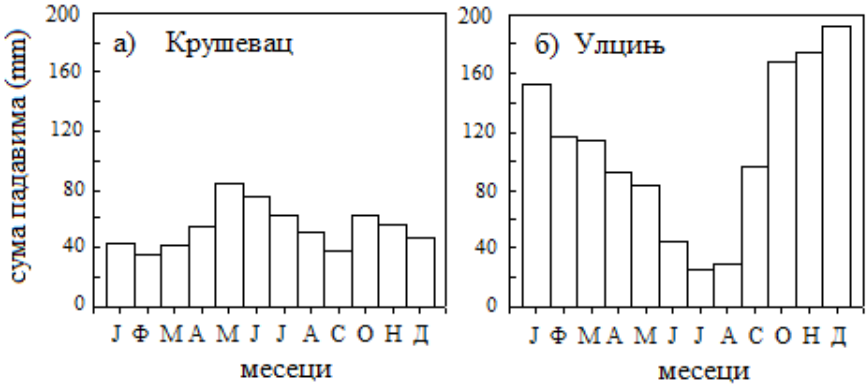
Слика 7.2 Годишњи ходови температуре ваздуха у местима: Хебриди, Шкотска (57° 32′ с.г.ш, 7°42′ з.г.д, 3 m н.в.) и Киренск, Русија (57°47′ с.г.ш, 108°7′ и.г.д, 263 m н.в.). У загради је назначена средња годишња температура.

Већи температурни екстреми копнених предела, и уопште особености континенталне климе, интезивније се испољавају у пределима уколико су они више удаљени од обале. Другим речима, што је континент већи и што се дубље залази у њега наићи ће се на веће температурне екстреме. Обрнути случај је ако веће водене површине опкољавају мање копнене површине. Тада се температурни екстреми смањују. Ово исто важи и за врло узана и издужена континентална полуострва, где ће маритимна клима да буде скоро непромењена. Утицај маритимне климе проширивaће се тим дубље у копно што је обала богатија заливима, односно што је разуђеност копна већа. Као што океан утиче на модификовање климе, на сличан начин утичу и језера, нарочито ако заузимају велику површину и ако су дубока као што је, на пример, Бајкалско језеро у Сибиру.

Због различитог интезитета загревања мора и копна, образују се и различите расподеле атмосферских притисака, што доводи до појаве ветрова с копна и мора. Ови ветрови осетно утичу на расподелу падавина. Ако ветрови у приземљу дувају с мора на копно, онда су они влажни и на копно доносе падавине. Међутим, ако дувају с копна на море ветрови су суви и условљавају суво време. На овом месту ћемо изнети неке карактеристике у погледу расподеле падавина изнад мора и копна.

Лети се копно брже загрева од околног мора. Зато је ваздушни притисак изнад копна нижи, а изнад мора виши. Потом се успостави циркулација од места високог ка месту ниског притиска. То значи да ветрови у приземљу дувају од мора према копну, а на висини од копна према мору. Изнад копна се образује конвективно струјање, а изнад мора силазно струјање са већих висина према мору. С обзиром на овакво струјање падавине имају следећу просторну расподелу. Највише кише падне у приморским пределима, а што се иде дубље у копно кише падне све мање. У централним деловима

копна обично је ведро а време топло и суво. Уколико падне киша она је у виду пљуска, због јаких асцедентних струјања ваздуха изнад централног дела копна. Овакви климатски услови, који су лети изнад централног дела копна, карактеристични су за пустињску климу. Међутим, изнад мора односно океана, где се ваздух спушта и адијабатски загрева, време је такође ведро и суво.



Слика 7.3 Годишњи ход суме падавина (mm): а) континентални и б) маритимни тип.

Током зиме услови загревања и хлађења мора и копна другачији су него лети. На копну су зими температуре ниже него на мору, а атмосферски притисак је на копну виши него на мору. Ветрови у приземљу дувају од копна према мору, а на висини од мора према копну што условљава да изнад мора постоји узлазно а изнад копна силазно ваздушно струјање. Због силазног струјања изнад централних делова копна небо је ведро, ноћу земљино зрачење изразито, а време је углавном хладно и суво. Од копна према мору дувају хладни и суви ветрови. Међутим, кад ови ветрови наиђу на топлију морску пучину они постају топлији и влажнији, тим више што се удаљују од обале према средишњим деловима мора. У средишњим деловима морске површине топао и влажан ваздух се уздиже увис, што условљава велику облачност и обилне кише. На слици 7.3 приказана је годишња расподела падавина за континентални и маритимни климатски тип, из којих се јасно види разлика између ова два падавинска режима. Прецизности ради рецимо да Крушевац не припада изразито континенталном а Улцињ маритимном типу климе већ умерено-континенталном и приморском, редом, што не умањује постојеће разлике у падавинским режимима.

Опште карактеристике континенталне и маритимне климе. У средишним деловима копна и лети и зими постоји једно језгро у коме влада суво и ведро време. У овом језгру температура ваздуха је зими врло ниска а лети врло висока што доводи до тога да су зиме веома хладне а лета веома топла а годишње колебање температуре велико. Пролеће је топлије од јесени, као што је случај у већ описаном примеру за Киренск. Наведене карактеристике континенталне климе полако нестају кад се иде према приморју и постепено се мешају са приморским карактеристикама.

Изнад мора за два екстремна годишња доба (лето и зима) карактеристике маритимног климатског типа супротне су онима изнад копна. У средишњим деловима области обухваћене морем екстремне температуре су доста ублажене уз веома мало годишње колебање температуре ваздуха тј. смањену температурну разлика између лета и зиме. Сем тога, у средишњим деловима мора нема језгра са сувим и ведрим временом, како лети тако и зими. Иначе зими, услед узлазних струјања изнад мора време је облачно са довољно падавина. На крају напоменимо још и да је изнад мора јесен доста топлија од пролећа, као што је то случај на Хебридима (сл. 7.2).

7.1.6 Утицај планина на климу

Поједине планине и планински ланци утичу на климу околних предела на неколико начина који би могли да се подведу под следећа три: а) препреке ветровима, б) модификовање климе у њиховом подручју и в) изворишта ваздушних струјања.

Планине као препреке ветровима. Планински ланци на умереним географским ширинама који се приближно пружају запад-исток, представљају за своје јужне падине и њихове суседне пределе заштиту од хладних поларних ветрова и према томе чине значајну климатску разделницу.

На тај начин, на пример, делује Алпски ланац, тако да се при прелазу појединих превоја са севера ка југу непосредно пређе из средњо-европске у сасвим различиту климу у Италију. Од те заштите највише користи имају алпске долине, док је горњо-италијанска равница поново експонирана што доводи до њеног знатног хлађења. На сличан начин делује и Кавказ, који се уздиже као какав зид раздвајајући две различите климе - са јужне стране Кавказа веома топлу климу од доста хладне климе на његовој северној страни.

Планински ланци могу да знатно утичу на општу циркулацију ваздуха и да на тај начин створе предуслове за настанак центара хладноће, што може да доведе до стварања већег климатског контраста. Ако, на пример, планински ланац дели унутрашњост копна од обале, онда ће расхлађен ваздух у зимским месецима да се стационира у унутрашњости копна и неће моћи да отиче према топлијој обали. Од обале неће моћи да долази топлији ваздух са мора на континент, те ће се на овај начин проузроковати појачање зимске хладноће, нарочито ако се на копну налази снежни покривач при чему ће то да буде израженије уколико је већа географска ширина. Тако, на пример, огроман планински бедем Хималаја искључује слободну размену ваздуха између унутрашњости Азије и Северне Индије што за последицу има појаву велике температурне разлике у зимским месецима између ове две области. У току лета долази до супротне ситуације. Пошто планински ланац спречава прилаз и притицање прохладног и влажног морског ваздуха у централне делове Азије, током лета долази до појаве летњих жега на континенту што заоштрава супротности у термичком режиму између предела јужно и северно од планине. Леп пример овакве ситуације је котлина Пелагонија у Македонији која је са свих страна опкољена високим планинама те због тога овај басен има врло оштре зиме. На исти начин делују и планински ланци дуж обале Јадранског мора и спречавају дубље продирање утицаја приморске климе у унутрашње делове копна.

Планине као модификатори климе у свом подручју. Утицај планина на локално и регионално модификовање климе зависи од више фактора, и то: облика и надморске висине планина, правца пружања планина, оријентације појединих планинских страна и падина, географске ширине на којој се налазе, положаја планина према мору, њихове удаљености од мора, покривености планина шумом, травом или вечним снегом и глечерима, геолошког састава земљишта и др. Уколико је реч о високим и пространим планинама или планинским ланцима онда они толико делују као климатски модификатори, да се у њиховом подручју образује један специјалан огранак континенталне климе, тзв. *планинска клима*, о чијим ће се општим особинама реч више рећи касније, док ћемо на овом месту да размотримо само дејство планина на модификовање појединих климатских елемената.

Сунчево зрачење у планинама. Утицај планина на сунчево зрачење огледа се кроз: а) интензитет директног и дифузног сунчевог зрачења и б) дужину трајања сунчева сјаја. *Директно сунчево зрачење*, као што је речено, у планинским пределима расте са порастом надморске висине. До овога долази због смањивања густине ваздуха са висином, као и услед смањивања концентрације придодатака у ваздуху (водене паре, честица прашине и др.) уколико је висина већа. Пошто зраци прођу краћи пут кроз ређи и чистији ваздух до планинских врхова, него до равница на малим надморским висинама, онда ће интензитет директног сунчевог зрачења бити већи на планинама него у

равницама. На количину топлоте коју ће да прими површина земљишта од директног сунчевог зрачења, осим надморске висине утичу још нагиб и оријентација планинских врхова. За даље објашњење послужићемо се једноставним моделом вертикалног попречног пресека планине користећи термине: присојна страна - косина која је на правцу одакле долази сунчево зрачење; осојна страна - симетрична са присојном у односу на врх планине; зараван - део без нагиба или малим нагибом и висораван - већа површина с малим нагибом. Сунчеви зраци падају доста косо на зараван и на висораван. На присојну страну падају готово под правим углом, док на осојну страну они падају под веома малим углом обасјавајући много већу површину него на присојној страни. Том приликом највећу количину топлоте примиће присојна падина, затим висораван, због своје веће апсолутне висине, док ће нешто мање топлоте да прими зараван. Најмању количину топлоте примиће осојна падина због највеће површине коју сунчеви зраци обасјавају. *Дифузно сунчево зрачење,* као што је истакнуто, смањује се са порастом надморске висине, због ређег и чистијег ваздуха на већим висинама.

Земљино зрачење у планинским пределима расте са повећањем надморске висине због разређености ваздуха, као и због тога што ваздух на висини садржи у себи мање водене паре и других честица. Интензитет Земљиног зрачења у планинским пределима се повећава брже са висином него интензитет директног сунчевог зрачења. Зато је Земљино зрачење у планинским пределима активнији фактор него ли дејство сунчевог зрачења, бар на умереним ширинама. Због повећаног сунчевог зрачења и земљиног зрачења у голим и каменитим високим планинским пределима стене се доста брзо распадају услед интензивног загревања дању и хлађења ноћу. То је разлог због чега се око планинских врхова образују оштри изрецкани и шиљасти облици.

Дужина трајања сунчевог сјаја. Дужина трајања сунчевог сјаја зависи од географске ширине, надморске висине, рељефа земљишта и степена облачности. Нека места у планинским пределима имају мање а нека више сунчевог сјаја у односу на равницу. Тако планински врхови имају више сунчевог сјаја него равнице. Међутим, уске равнице и клисуре имају мање сунчевог сјаја од пространих равница. Сем тога, јужне присојне падине имају већу дужину трајања сунчевог сјаја него северне осојне падине. На дужину трајања сунчевог сјаја утиче и облачност. Пошто је лети облачност већа у планинским пределима него у равницама, то је дужина трајања сунчевог сјаја у планинама лети мања него у равницама. У зимским месецима је обрнуто, пошто Сунце дуже сија на планинским врховима где је облачност мања, него у долинама које су зими покривене облацима или маглом.

Температура ваздуха у планинама. Температура ваздуха опада с порастом надморске висине, како у слободној атмосфери тако и у планинским пределима. О узроцима опадања температуре с висином може се укратко рећи следеће. Прозрачност ваздуха је узрок због ког главни извор топлоте за ваздух није директно сунчево зрачење, већ загрејана површина земљишта која се непосредно загрева тим сунчевим зрачењем. Климатски услови такође имају утицаја на промену температуре ваздуха са висином у планинским пределима. Њихово дејство се манифестује преко неких климатских елемената, који делују као климатски модификатори на температуру ваздуха. У ове климатске елементе спадају: ветар, влажност ваздуха, облачност, падавине и снежни покривач при чему се њихови утицаји обично комбинују. В*етар* утиче на промену температуре ваздуха с висином на тај начин, што се прелазећи преко планинских масива са наветрене стране уздиже и адијабатски хлади, а са заветрене спушта и адијабатски загрева. Да ли ће температурни односи са наветрене и заветрене стране бити исти, зависи од тога, да ли се са заветрене стране планине обавила кондензација водене паре и излучиле падавине или не. Уколико су се падавине излучиле онда ће се на заветреној страни образовати топли фенски ветар, који ће повишавати температуру ваздуха. Топлота која настаје услед честих фенских ветрова може да има утицаја на климатске карактеристике дотичних предела. Ефекти фенских ветрова одражавају се и на биљке.

Навешћемо и један пример. У областима јужног дела Шварцвалда јавља се једна врста букве тзв. црвена буква и то на прилично великим надморским висинама, где би према надморској висини требало да су температуре неповољне за ову врсту дрвећа. Међутим, температуре на тим висинама су знатно више него што је то уобичајено за ту надморску висину. То повишење температуре је последица познатих топлих фенских ветрова, који дувају из Северне Италије преко Алпа ка јужној Баварској. Када је у питању утицај ветрова на температуру ваздуха у планинама треба напоменути да и остали климатски елементи у спрези са ветром делују као модификатори температуре ваздуха. Тако на пример уколико су ветрови влажнији утолико ће пре наступити кондензација водене паре при њиховом уздизању. Исто тако, при довољно влажним ветровима падавине ће се излучивати на мањим висинама наветрених падина. *Облачност* има велики утицај на величину опадања температуре ваздуха са висином. При ведром небу у току ноћи, и зими и лети, постоје услови за јако хлађење долина и котлина, па према томе и за образовање инверзија. На тај начин просечно дневно опадање температуре са висином је успорено. При облачном времену услови су другачији. Током ноћи облаци су већином ниски - слојевити стратуси, који смањују ефективно зрачење у низијама и котлинама. На већим висинама, изнад облака небо је ведро тако да је ефективно зрачење интензивније, па је и температура ваздуха доста ниска. Према томе, при облачном времену, нарочито зими, у планинским пределима вертикални температурни градијент је доста изражен у току ноћи. При ведром времену лети у току дана, опадање температуре ваздуха с висином је доста велико због јаког загревања долина и котлина. Ако наступи узлазно кретање ваздуха уз планинске стране, онда ће ваздух да се адијабатски хлади при чему ће да дође до образовања облака. То значи, да ће при облачном времену вертикални температурни градијент лети, у току дана, бити већи него при ведром времену, уколико се нису образовале узлазне ваздушне струје. Међутим, ако се при ведром времену појаве узлазне ваздушне струје уз планинске стране, онда ће вертикални температурни градијент по вредности да буде приближно једнак сувоадијабатском градијенту. У том случају, вертикални температурни градијент неће да има толику вредност када при узлазном струјању ваздуха, због повећаног садржаја влаге дође до кондензације водене паре и када се на планинским падинама стварају гомиласти облаци. *Снежни покривач* у планинским пределима је такође веома значајан модификатор температуре ваздуха. Са снежног покривача се одиграва веома интензивно израчивање, па је услед тога и температура ваздуха изнад снежног покривача ниска. То је изразито у долинама и котлинама, где се хладан ваздух таложи и хлади, те се тако образују температурне инверзије, које у просеку смањују температурну разлику између долина и планинских нивоа.

*Дневни и годишњи ход температуре ваздуха у планинама***.** Дневно колебање температуре ваздуха се смањује са порастом висине у слободној атмосфери што важи за атмосферу изнад планина; дневно колебање температуре у планинама се углавном смањује са висином, али не увек, пошто на њу утичу, на пример експозиција, локални ветрови итд. Тако је средње дневно колебање температуре у Сарајеву 7,3ºC а на Бјелашници само 1,8ºC. На обема станицама су дневна колебања у летњим месецима већа а у зимским мања од ових наведених вредности. Годишње колебање температуре ваздуха у планинама је мање него у равницама или у долинама, где је и загревање и хлађење јаче. Датуми наступања екстремих температура у планинама нешто касне, нарочито минимум, који се често појављује у фебруару, а понекад тек у марту. На почетку пролећа разлика температуре ваздуха између виших и нижих делова је највећа, јер се на планинским врховима цео износ сунчевог зрачења утроши на топљење снега, док се доле у нижим деловима дешава снажно загревање. Због тога на планинским висинама пролеће почиње касније, али се и лето најчешће продужи у јесење месеце. Рецимо још и то да су температуре ваздуха на великим висинама планина у одговарајућим месецима знатно ниже него што су у долинама и равницама.

Влажност, облачност и испаравање у планинама. У планинама *апсолутна влажност* односно притисак водене паре се смањује са висином и то брже него ваздушни притисак. На висини око 2000 m притисак водене паре опадне за половину од притиска који је био при површини земљишта. *Релативна влажност* не показује никакву правилну промену с висином. У умереним географским ширинама у току зиме, данима и недељама, лежи непосредно изнад Земље ваздушни слој који је релативно засићен воденом паром. У летњим месецима овај засићен слој ваздуха лежи на много већој висини која се мења, док је испод њега релативна влажност мања. Зато је на великим висинама годишњи ход релативне влажности углавном супротан ходу у низијама. То значи, да је релативна влажност на висини максимална у летњим а минимална у зимским месецима. На већим планинским висовима релативна влажност се нагло мења и то у великом износу, јер узлазне ваздушне струје односе водену пару на планинске врхове и повећавају степен засићености ваздуха воденом паром. Силазне ваздушне струје и тишине проузрокују сушу. Саме планинске долине и врхови доста утичу на повећавање релативне влажности у временима када нема сунчевог сјаја а када је повећано Земљино зрачење и снижење температуре. Што се *облачности* тиче за њу може да се каже да је она повећана. Висина на којој на планини има најчешће облака, или тзв. њен "облачни регион″ зависи од локалних и временских услова, дневног и годишњег доба, временског стања, конфигурације, површине земљишта итд. На извантропским ширинама нарочито у Алпима облачност је на већим висинама највећа у пролеће и лети, а најмања за време зиме. Дубоко у долинама односи су обрнути. У планинским пределима облаци, који се образују на површини падина практично се могу назвати маглом. Према томе, у планинским пределима има доста дана с маглом, и њихов број расте с порастом надморске висине. Посебно има доста магловитих дана на планинским падинама оријентисаним према топлим ветровима. У ноћним часовима у планинама се често појављују и радијационе магле, нарочито изнад глечера и снежног покривача. *Испаравање* је на планинским врховима при истој релативној влажности, температури и јачини ветра, много интезивније него у низијама. До овога долази услед смањеног ваздушног притиска, односно услед много разређенијег ваздуха и интензивнијег сунчевог зрачења.

Падавине у планинама. Количина падавина у планинама се повећава са повећањем надморске висине, али обично само до одређене висине, која је по местима и годишњим добима различита. Изнад ове границе количина падавина почиње поново да се смањује. Највећа количина падавина може да се очекује на оној висини на којој се ваздух при узлазном струјању расхлади до тачке росе тј. на висини кондензационог нивоа**.** Апсолутна влага на тој висини је тако велика да при хлађењу ваздуха испод тачке росе долази до максималног излучивања водених капљица. Од висине кондензационог нивоа, количина падавина поново опада, јер је садржај водене паре у ваздуху све мањи, али ово не важи и за честину појаве кише. То смањивање количине падавина изнад кондензационог нивоа догађа се само на високим планинама, као што су нпр. Алпи, али не и у бреговитим пределима уопште. На Хималајима је тај ниво лети на 1300 m, док је зими на већој висини. У баварским Алпима се кондензациони ново зими налази на висини од 600 до 1000 m, а лети на већој висини. У области централног Кавказа количина падавина се повећава до висине 2500 m, да би према већој висини опадала. Опадање температуре ваздуха са порастом надморске висине има значаја и за односе падавина у планинским пределима. Због опадања температуре ваздуха с висином, многи планински врхови покривени су снегом било дубоко у лето било преко целе године, пошто количина топлоте која се акумулира током лета није довољна да би могао да се отопити сав снег, који је пао у хладнијим месецима. Висина на којој при блажим нагибима падина снег не ишчезава зове се *снежна граница или снежна линија*. Ова граница не мора увек да буде на оној висини, на којој је средња годишња температура 0°C што би значило, да би све оне области, у којима је средња годишња температура нижа од 0°C морале бити стално

покривене снегом, што није случај. Тако, на пример, у Јакутску у источном Сибиру, иако му је средња годишња температуру -11,0°C, ипак успевају жита. Дакле, снежна граница није везана за одређену средњу годишњу температуру већ јој висина у првом реду зависи од количине топлоте која се акумулира током лета као и од количине падавина. Зато су и средње годишње температуре при којима почиње снежна граница различите, тако да идући од екватора према половима оне се смањују. У Андима снежна граница је на висини где је средња годишња температура 1°C; у средњим и западним Алпима снежна граница је на висини где је средња годишња температура -10°C. Чак и при средњој годишњој температури од -16°C снежна граница у северном Сибиру се не спушта до површине земљишта чија је надморска висина мала; шта више и брегови, који се налазе на висини 500 и 600 m, у летњим месецима су без снега. Снежна граница ће да се појави на толико нижој средњој годишњој температури колико је већа топлотна разлика између лета и зиме и што је мања количина падавина; насупрот овоме, тамо где је годишње колебање температуре незнатно, а количина падавина велика, снежна граница ће бити на оним висинама на којима је средња годишња температура виша од 0°C. Пошто снежна граница пре свега зависи од количине топлоте акумулиране током лета она се углавном, иако неправилно, све више спушта што се иде даље од екватора.

Планине као узроци стварања ваздушних струјања. У планинским пределима често постоје извесна струјања ваздуха која су изазвана самим планинама. Ово се догађа у оном добу дана и године, када временска ситуација, односно расподела ваздушног притиска, не условљава другачије струјање ваздушних маса. То су у ствари планински периодични ветрови. Они се обично смењују два пута у току 24 сата. Ово се дешава на тај начин, што ветар дању дува уз планинску страну, а ноћу низ планинску страну. Правилност у појављивању и јачина ових ветрова зависи од теренских прилика и односа загревања између долине и планинских страна. У неким пределима ови планински дневни ветрови су изразити, те њихов изостанак, односно смена дневних ветрова са ветровима другачијег правца, указује на преокрет времена, тј. указује да је локално струјање ваздуха потиснуто општијим струјањем ваздуха, које је у планинама у већини случајева услов за стварање облака и падање кише. Детаљан опис настанка ових ветрова дат је у поглављу 6.1.7.

7.1.7 Утицај језера на климу

Колики је утицај водених басена на климу илустративно је наведено у Елвертовој (Elwert) класификацији утицаја водених басена на климу. И поред тога што је описна ова класификација нам даје један јасан феноменолошки увид у степен утицаја воденог басена на климу његовог окужења, у зависности од њиховог просторног размера. По овој класификацији: а) велики басени као што су мора и океани утичу на климу као значајни модификатори; б) природна и вештачка језара имају исти утицај као велики басени и то у сразмери са њиховом величином; в) мочваре и глиб по утицају су сличне утицају језера у неким елементима али се од њих разликују по чињеници да њихово присуство повећава опасност од појаве мраза; г) велике реке имају исти утицај као језера и д) мале реке и канали већих размера имају занемарљив утицај на климу. У овом поглављу ћемо се позабавити утицајем великих језера на климу.

Језера има на свим континентима и у свима климатским појасевима, са изузетком поларних крајева, па се зато о њима може говорити као о модификаторима климе. Језера на мањим географским ширинама у тропском и суптропском појасу, која се зими не залеђују, имају у току целе године извесно дејство на климу околних предела. На већим географским ширинама, у умереном појасу, многа језера се по утицају понашају као копно, те зими немају онакве утицаје на климу као што их имају језера на малим географским ширинама. Сем тога, код језера на умереним географским ширинама још

постоји и велика разлика у њиховим термичким условима већ према томе да ли су плитка или дубока. У плитким језерима акумулира се мања количина топлотне енергије него у дубоким. Она много брже следе веће промене у атмосфери, па се зими брже и раније заледе него дубока језера. Дубока језера се не заледе ни при осетно нижим температурама, ако је у њима преко лета акумулирана толика количина топлоте која је довољна да их преко зиме одржи у течном стању. Из тих разлога многа језера на већим географским ширинама имају зими различит утицај на климатске прилике. Углавном може да се каже да језера имају, при истим другим условима, већи утицај на своју околину него шуме. Њихов утицај је утолико већи што је језеро веће.

Утицај језера на климу у својој околини може укратко да се резимира на следећи начин. Она ублажавају климу, тј. смањују дневно и годишње температурно колебање; повећавају влажност ваздуха и незнатно количину падавина. Зими су језера на већим географским ширинама често без икаквог утицаја на климу, али су њихови утицаји током лета изразити. Ветрови се преко језера крећу много слободније и лако преносе до великих даљина своје особине, што није случај код шума, где се ветрови, због храпавости подлоге, спутавају у свом хоризонталном кретању. О утицају језера на климу можда најсликовитије говори и констатација изречена од стране Шуберта (Shubert) на литераран начин да: "шуме потпомажу образовању локалних климатских особености, а језера имају тежњу да делују више у даљину ″. Ако су језера велика и дубока, као што је на пример Бајкалско језеро, онда је њихово дејство на измену макроклиме изразито, тако да су утицаји таквих језера слични утицајима океана и мора.

7.1.8 Утицај природних покривача на климу

У модификаторе климе трећег реда спадају природни покривачи: биљни, снег и лед. Када је у питању утицај биљног покривача на климу ми ћемо да се ограничимо искључиво на утицај који на климу имају шуме пошто је тај утицај и најизразитији. Шуме има на свима континентима чак и на великим географским ширинама, са изузетком поларних области, и на великим надморским висинама. Међутим, дејство шуме на климу је готово свуда исто, али, пак, према локалним приликама шума као модификатор далази до изражаја негде више а негде мање.

Познато је да је специфична топлота свих врста биљака знатно већа од специфичне топлоте разних врста земљишта и стена од којих је састављена површина копна. Ово потиче од чињенице да је у биљакама присутна велика количина воде, која је њихов главни саставни део. На пример, разне врсте дрвећа садрже око 20 до 25% воде, а травнате биљке чак и 70 до 80%. Осим наведеног, на загревање и хлађење шуме и биљног покривача утичу још и други фактори, при чему сви они заједно имају утицај на климу.

Утицај биљног покривача на климу манифестује се и кроз механизаме апсорпције сунчевог зрачења од стране вегетације и испаравања са ње. Активни апсорпциони слој код биљног покривача јесте његов површински слој. Биљни покривач, било да су разне траве, ниско жбуње или високо дрвеће, не пропушта сунчево зрачење до површине земљишта, већ га задржава у горњим деловима биљног склопа. Услед тога тло под вегетацијом не може да се загреје нити расхлади, као када би било без вегетације. Надаље, укупна горња површина лишћа је много већа него површина голог равног земљишта. Сходно томе иста количина зрачења биће распоређена на већу површину, ако оно доспева на вегетацију, него кад пада на голо равно земљиште, што за последицу има мање загревање вегетационог активног апсорпционог слоја.

Биљни покривач ствара сасвим сложене услове за испаравање како са површине земљишта тако и испаравање са активног апсорпцоног слоја. Разлог томе лежи у чињеници да су услови испаравања са површине земљишта испод вегетације другачији

од услова за испаравања са саме вегетације. Познато је да је површина земљишта под вегетацијом увек влажнија него голо земљиште. Нарочито је влажно земљиште у шуми испод дрвећа где на њему обично лежи слој сувог лишћа које га штити од испаравања. Ако би сунчево зрачење непосредно продрло до површине земљишта онда би се велики део топлоте утрошио на испаравање са земљишта које би се том приликом мање загревало. Што се тиче испаравања са вегетације, у њему је најзаступљенија транспирација, тј. испаравање кроз лишће оне воде коју биљка извлачи из земљишта преко кореновог система. Међутим, ту је присутно и испаравање воде са лишћа која је у виду кише или росе доспела на вегетацију. Напоменимо да све ово што је напред речено важи само за живу вегетацију. Међутим, ако је вегетација сува или ако је, пак, захваћена процесом труљења онда су услови њеног загревања и испаравања са ње сасвим другачији.

Када говоримо о утицају биљног покривача на климу морамо да имамо у виду две врсте утицаја и то: а) утицај биљног покривача (а посебно шуме) на климу у унутрашњости самога биљног склопа и б) утицај биљног покривача (првенствено шуме) на климу околног предела и могућност измене климе у њему ако се уништи биљни покривач, на пример, сечом шуме, пожаром итд. У најкраћим могућим цртама даћемо феноменолошки опис утицаја шума на поједине климатске елементе.

Температура ваздуха. Круне дрвећа задржавају директно и дуфузно сунчево зрачење, а осим тога умањују и размену ваздуха испод круна. Количина сунчевог зрачења, која пролази кроз лишће може да варира од 32 до 54% од укупног зрачења које доспе на активни апсорпциони слој. Наравно да ова количина зрачења у многоме зависи од врсте лишћа. Нека осматрања указују и на чињеницу да је у сенци под крунама букове шуме интензитет сунчевог зрачења био 20 до 25 пута мањи, него на отвореном пољу. Из тих разлога површина земљишта под крунама загрева се много мање него на отвореном пољу. Ова разлика је посебно изражена током лета. У току ноћи површина земљишта у шуми се мање хлади него на отвореном пољу, и због тога је у шуми минимална температура ваздуха виша него на отвореном пољу. Према томе, и дневно колебање температуре у шуми је мање него на отвореном пољу. У току зиме шума штити површину земљишта од јаког израчивања па је на отвореном пољу, у току зиме, израчивање знатно веће него у шуми. Из тог разлога је и годишње колебање температуре ваздуха у шуми мање него на отвореном пољу.

Влажност ваздуха. Влажност ваздуха у шуми зависи од: количине воде која се испарила са површине земљишта и површине биљног покривача, температуре ваздуха и слабе размене ваздуха унутар биљног склопа. Сем тога, апсолутна влажност у шуми зависи још и од типа шумског земљишта. Ако је земљиште у шуми влажно онда се апсолутна влажност смањује од површине земљишта па до ваздушног слоја изнад круна дрвећа. Међутим, када је земља у шуми сува, апсолутна влажност, због транспирације, је већа у крунама дрвећа него испод њих да би највећу вредност достигла на самом активном апсорпционом слоју због највише температуре која у њему влада. Иначе, максимум релативне влажности осмотрен је у самим крунама што је последица: интезивнијег испаравања са круна (транспирације), ниже температуре ваздуха у крунама и веома слабе размене ваздуха. У ваздуху испод круна влажност је у дневним часовима већа него у ваздуху на отвореном простору. Ако се упореде подаци о влажности између шуме и поља без вегетације онда ће јасно да се види да је апсолутна влажност, а такође и релативна влажност, већа у шуми него на отвореном пољу, где сунчево зрачење несметано доспева и где земљиште може да се знатно више осуши, него у шуми.

Облачност. Пошто су апсолутна и релативна влажност у шуми повишени то шума треба да има утицаја и на облачност изнад ње. До повећане облачности изнад већих шума и шумских комплекса долази због адијабатског уздизања ваздуха. Један школски пример наведеног утицаја су источни Кордиљери у екваторијалном делу Јужне Америке. Изнад шуме, у томе крају, небо је покривено густим облацима, а изван шуме небо је ведро. И у

нашим пределима у летњим данима може се не тако ретко видети како облаци полако нестају, како се удаље од шуме према отвореном пољу, а како се често над шумама, посебно при влажним ветровима, образују нови облаци. Ово се нарочито догађа ако се шума налази на падини, уз коју је топао и влажан ваздух приморан на узлазно кретање.

Падавине. О утицају шуме на падавине постоје различита мишљења. Постоје мишљења по којима шума уопште не утиче на падавине, док, пак, постоје и супротна по којима шума може да има само неког утицаја на падавине.

На основу неких мерења падавина данас се сматра да шума има извесног утицаја на повећање падавина, али да је тај утицај незнатан. Изгледа да шума има јачег утицаја на повећање падавина у екваторијалним пределима, где се са шума врши интензивније испаравање, услед чега је ваздух и у шуми и изнад ње засићенији воденом паром. Тако је на пример на Јави, у њеном шумовитом делу, осмотрено знатно повећање количине падавина, док на острву Целебес, где нема шуме, нема никакве разлике. Изгледа да према неким осматрањима, присуство шуме има већи утицај на број дана са падавинама него на количину падавина. Међутим, шума не утиче само на падавине изнад ње, него утиче и на расподелу падавина у околини, и то посебно у оним крајевима, који целе године имају сталан или преовлађујући правац ветра. Наиме, водена пара која је настала испаравањем из те шуме неће изнад ње да се задржи и кондензује, него ће ветар да је однесе даље у околину где ће, услед њене повећане концентрације, да се повећа и количина падавина. Међутим, као општи закључак може да се каже, да шума незнатно повећава годишњу количину падавина и то од 2 до 10% и да је у умереним ширинама њен утицај на падавине незнатан. Најзад, изгледа да шума има утицаја и на град. Полазећи од ове претпоставке у Швајцарској су у вршена систематска осматрања на основу којих се дошло до закључка да град заиста више пада изнад голих него пошумљених површина. Према неким другим осматрањима, чак и голе површине у близини шумских комплекса више су поштеђене од града него голе површине које су удаљеније од шуме.

Ветар. Шума има значајан утицај на јачину ветра, без обзира да ли су ветрови слабијег или јачег интезитета. Када ваздух при своме хоризонталном струјању наиђе на шуму као препреку, он се једним делом диже увис струјећи преко препреке, док се другим делом пробија кроз шуму при чему долази до нагомилавања ваздуха. Том приликом слика струјања изгледа овако: а) изнад шуме се повећава брзина ветра због повећања густине струјних линија иза шуме на неком растојању брзина ветра се смањује пошто струјне линије заузимају приближно исти положај као и пре наиласка на шуму; в) у самој шуми и изнад ње се стварају турбулентна струјања која се често примећују чак и на висини 200 до 300 m; г) у крунама дрвећа енергија ветра се знатно смањује а сходно томе и брзина ветра и д) на шумским пропланцима уколико их има, ветар је јачи, али је и ту ипак знатно слабији него на отвореном пољу.

Ова анализа наводи нас на закључак да шума смањује брзину ветра због чега се смањује и испаравање са површине земљишта у шуми. Смањење брзине ветра у шуми утиче на расподелу снежног покривача, а такође и на густину снега. Шума штити извесне пределе, који су у њеној близини, од хладних или од топлих и сувих ветрова. Према томе, у простору који је добро заштићен шумом свуда около владаће мирније време, па ће услед тога бити веће и дневно колебање температуре. Оваква заштићена места су погодна за гајење извесних пољопривредних култура, чије време вегетације почиње у пролеће раније, када је у овим местима температура виша него на отвореним пољима.

Као општи утисак о утицају шуме и вегетације на климу намеће се следећи закључак. Шума углавном модификује климу на тај начин што је чини влажнијом и једноличнијом, посебно у летњој половини године. У свом утицају на климу у околини, шуме и језера се прате уз доста подударности у тим утицајима. Шуме и језера снижавају просечну годишњу температуру своје околине, ублажавују екстремне температуре, повећавају влажност ваздуха и тенденцију за излучивањем падавина. Ипак, шуму треба

прихватити као чинилац који на климу утиче локално, и који по свом дејству на измену климе на већем просторном размеру знатно заостаје не само иза утицаја планина, него и иза утицаја великих језера. Међутим, несумњиво је да шума, као климатски модификатор, знатно надмашује утицај ниске вегетације на њивама и ливадама.

Утицај снежног покривача на климу. Снег је као покривач лош проводник топлоте због његове мале густине. Његова топлотна проводност је веома мала али ако је снег мокар онда се она повећава. Осим ове у виду треба да се има и чињеница да што је снег гушћи он ће боље и да проводи топлоту. Тако при наизменичном смењивању мразних и топлих дана, а такође и при топљењу снега уопште, густина снега расте, а са њом расте и топлотна проводност снега. Због мале топлотне проводности снег се понаша као добар изолатор и штити површину земљишта и биљке (нпр. озиме културе) од измрзавања. Тако, на пример температура на површини земљишта под снегом може да буде и за 36ºC виша него на површини снега. Или један други пример који нас упућује на чињеницу да на дубини од 20 cm у земљишту које је покривено снегом, температура је за 22ºC виша од температуре земљишта на истој дубини али испод површине земљишта без снега. Међутим, с друге стране растресит снег и са храпавом површином, сличном песку, интезивније зрачи топлоту него гушћа површина земљишта. Сем тога, површина свеже палог снега рефлектује назад у атмосферу око 80% сунчевог зрачења од укупне количине енергије пада на њега, док површина земљишта и површина биљног покривача одбијају само око 10 до 30% доспелог сунчевог зрачења.

Расхлађена површина земљишта загрева се топлотом која се проводи из дубљих слојева. Међутим, дубљи слој снега, мада је доста топлији од површине снежног покривача, одаје према површини веома мало топлоте због слабе топлотне проводности снега. Из тих разлога на површини снежног покривача је много хладније него на површини земљишта без снега.

При појави топлих ветрова снежни покривач делује обратно; он снижава температуру земљишта под снегом; на површини земљишта под снегом је тада хладније него на површини снега. На тај начин, снежни покривач штити биљке испод снега и од хладноће и од топлоте, па према томе и од великих температурних колебања. У пролеће када се снег топи квасећи земљиште и тако спречава његово превелико загревање што успорава развиће биљака. Снежни покривач смањује дневно колебање температуре ваздуха. При дебљини снежног покривача од 20 cm дневно колебање температуре престаје на дубини земљишта од 20 cm. При већој дубини снежног покривача и његовој нормалној густини дневно колебање температуре престаје и на самој површини земљишта. Исто тако, снежни покривач има великог утицаја и на годишњи ход температуре ваздуха; зиме са доста снега, који дуго лежи на земљишту су хладне, па је годишње колебање температуре ваздуха веће. Напротив, годишње колебање температуре на површини земљишта и у дубљим слојевима се смањује уколико је снежни покривач дебљи.

Услед интезивног израчивања снежни покривач јако разхлађује ваздух изнад њега, услед чега настају јаки мразеви. Изразито велики утицај на снижавање температуре ваздуха има дебели снежни покривач. Ваздух се нарочито расхлади изнад снега, када он лежи у котлинама, које су окружене висовима. Изнад снежног покривача се образују јаке инверзије, нарочито у долинама и котлинама, где нема кретања ваздуха.

Снежни покривач утиче и на брзину ветра у приземном слоју атмосфере. Он смањује брзину ветра из следећих разлога: а) повећава трење због храпаве површине; б) ваздух изнад снежног покривача се охлади и постане тежи и гушћи него ваздух изнад голог земљишта због чега долази до његовог споријег кретања и в) снежни покривач доприноси образовању антициклона у ком струјање ваздуха слаби.

7.1.9 Климатске промене и узроци њиховог настанка

Према Светској метеоролошкој организацији (SMO): (1) *Климатске промене* односе се на статистички значајне варијације или у средњем стању климе или у њеној варијабилности, које се задржавају током дужег периода (обично деценијама или дуже). Климатске промене могу бити последица природних унутрашњих процеса или спољних фактора као што су трајне промене атмосфере или промене у коришћењу земљишта. *Климатска варијабилност* је дефинисана као варијација у средњем стању и осталим статистикама климе на свим временским и просторним скалама, изван појединачних временских догађаја.

Члан 1. Оквирне конвенције Уједињених нација о климатским променама (UNFCCC) дефинише „климатске промене“ као: „промену климе која се директно или индиректно приписује човековој активности која мења састав глобалне атмосфере и која је поред природна променљивост климе уочена током упоредивих временских периода “. UNFCCC тако прави разлику између *климатских промена* које се могу приписати људским активностима које мењају атмосферски састав и *променљивости климе* које се могу приписати природним узроцима. Занимљиво је да се истакне да се појам “климатске промене“ званично по први пут појављује 1964. у једном документу Светске метеоролошке организације.

У овом поглављу, на један прегледан и сажет начин, биће дат преглед основних појмова везаних за климатске промене.

Узроци климатских промена. Фактори који утичу на формирање климе чине то тзв. принудним деловањем. То укључује такве појаве као што су промене у сунчевом зрачењу, одступању од Земљине путање, промењива тектоника плоча и померање континената и промене у концентрацији гасова стаклене баште. Постоји читав низ повратних спрега климатских фактора, које ефекат деловања побројаних фактора могу појачати или ослабити. Неке компоненте климатског система, као што су океани и слојеви леда због својих огромних маса, одговарају спорије на климатске промене, тако да им је потребно више времена за одговор - понекад век или дуже.

Утицај човека. Међувладин панел о климатским променама (МПКП) - Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), који сачињава група научника и стручњака за климатске промене тврди да: “Клима се мења и те климатске промене су углавном настале због људске активности”. Због тога, све више се расправља како да се смањи утицај човека на климу и како да се прилагодимо променама које се већ дешавају и како можемо да предвидимо будуће стање климе. Повећање концентрације угљен-диоксида у атмосфери због потрошње фосилних горива као и све већа присутност чврстих честица у атмосфери буди највећу забринутост са аспекта утицаја људске активности на климу. Осим тога, све већа забринутост влада и због појаве озонских рупа, неконтролисаног крчења шума и повећања обрадивих површина, што су појаве које такође утичу на климатске факторе. Основни задатак МПКП - а је да на основу резултата мониторинга и истраживања која се спроводе у оквиру Глобалног климатског осматрачког система и Светског климатског програма, којима координира СМО, на објективан, отворен и јасан начин спроводи усаглашену оцену: 1) научних, техничких и друштвено-економских информација релевантних за разумевање научних основа ризика антропогених утицаја на промене климе и 2) могућег утицаја тих промена на човечанство и могућност ублажавања климатских промена као и адаптације на измењене климатске услове.

Тектоника плоча. Кретање тектонских плоча мења изглед континената и океана, што такође утиче на промене климе мењањем океанских и атмосферских струјања. Положај континената у значајној мери одређује понашање океанских струја, а тиме и пренос топлоте и влаге широм планете.

Сунчево зрачење. Сунце је главни извор енергије за Земљу тако да дуготрајне и краткотрајне промене у јачини сунчевог топлотног зрачења утичу на стање климе. Интензитет сунчевог зрачења се мења сваких 11 година, услед сунчевог циклуса. Постоје и промене у нешто дужем временском размаку, па се тако појавило и Мало ледено доба, од 14. до 19. века. Та природа периодичног понашања Сунца још није сасвим разјашњена. И поред тога што подаци говоре да је од 1750. дошло до лаганог захлађења, у новије време све више је података који указују да долази до глобалног отопљења.

Промене у планетарној путањи (орбити). Мале промене у Земљиној орбити доводе до промена интензитета сунчевог зрачења код промена годишњих доба, па се зато и клима мења у различитим годишњим добима. Постоје три врсте промена Земљине орбите: промена ексцентричности, нагиба Земљине осе у односу на еклиптику и прецесије Земљине осе. Кад се мењају заједно оне стварају *Миланковићеве циклусе*, који имају знатан утицај на климу и појаву ледених и међуледених доба. Потврда о њиховом постојању може се пронаћи у статиграфским слојевима стена или у ширењу и смањивању пустиња као што је Сахара.

Утицај вулкана. Вулкани доносе материјал из Земљине унутрашњости до њене површине. Вулканске ерупције, гејзири и термални извори су примери процеса при којима се ослобађају гасови и крупне честице одлазећи у атмосферу. Вулкани су довољно велики да могу да имају утицај на промену глобалне климе и по неколико пута у веку. Он се огледа и у чињеници да могу да проузрокују захлађење (смањењем интензитета Сунчевог зрачења) у трајању од по неколико година. На пример, ерупција вулкана на планини Пинатубо 1991. године на Филипинима, била је друга ерупција по снази у 20. веку (након ерупције вулкана Новарупта на Аљаски 1912. године) и значајно је утицала на климу. Или, ерупција вулкана Тамбора 1815. године у Индонезији, која је проузроковала "годину без лета". Вулкани су, такође, део проширеног угљениковог циклуса. У веома дугим геолошким циклусима, ослобађање угљеника из унутрашњости Земље је у равнотежи са таложењем угљеника у седиментним стенама и осталим понорима из угљениковог циклуса. Али према истраживању Америчког геолошког надзора (US Geological Survey), процењује се да људска активност доводи до стварања 100 – 300 пута веће количине угљен- диоксида него што је количина која потиче од вулканских активности.

Променљивости океана. Океани су саставни делови климатског система. Краткотрајна колебања (неколико година до неколико десетина година) као што су: Ел Ниньо фаза јужне осцилације, десетогодишња колебања у Тихом океану, у северном Атланском океану и колебања у Арктику су већа климатска колебања него климатске промене. У дужем временском интервалу, промене у процесима као што је, на пример, термохалинска покретна трака играју врло важну улогу у глобалној расподели топлоте, носећи веома споро и јако дубоко кретање морске воде, и дуготрајну расподелу топлоте по светским океанима.

Физички докази климатских промена. Да би се стекао увид у стање климе у прошлости потребно је да се, из различитих извора, прикупе докази о климатским променама. Систематизовано праћење температуре ваздуха у свету почело је половином 19. века. За раније периоде, докази о климатским променама морају да се траже преко разних показатеља који говоре о клими прошлости као и индиректних метода за њено утврђивање као што су: биљни покривач, језгра леда, утврђивање датума преко годова дебла на стаблима, промена нивоа мора и глациологије. *Историјски и археолошки докази.* Климатске промене у прошлости могу да се открију преко разних промена пребивалишта и гајења разних културних биљака. *Археолошки докази*. Усмена предања и историјски документи могу исто тако дати увид у климу прошлости. Климатске промене су понекад биле и у вези са пропашћу неких цивилизација. *Ледници* се сматрају за један од најосетљивијих показатеља климатских промена. Њихова величина је одређена равнотежом маса између нападалог снега и отопљеног леда. Како се

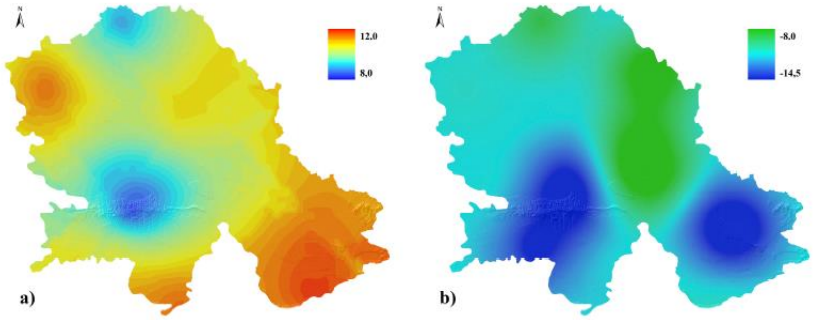
температуре повећавају, тако се ледници повлаче. Ледници расту и смањују се из више разлога тако да њихово право стање мора да се прати десетинама година. Попис светских ледника је направљен до седамдесетих година 20. века. Они су у почетку авионски снимани и картографисани док се данас то обавља помоћу сателита. Тај попис обухвата више од 100 000 ледника. Светска служба за праћење ледника (*World Glacier Monitoring Service*) прикупља годишње податке о равнотежи маса и о повлачењу ледника. Из тих података се види да се светски ледници значајно повлаче и смањују: са јаким повлачењем четрдесетих, стабилним и растућим периодом двадесетих и седамдесетих и поновним повлачењем које почиње од средине осамдесетих година 20. века. *Биљни покривач*. Промена врсте, расподеле и количне биљног покривача, могу да дају драгоцене податке о клими у прошлости. Блага клима је повезана са повећаним падавинама и топлијим раздобљима, што доприноси бољем расту биљака и преузимању веће количине угљен-диоксида из ваздуха. Веће и нагле промене проузрокују појаву ниже вегетације и ширење пустиња. *Језгра леда*. Анализа језгара леда, избушених у леденом покривачу, могу да се искористе да би се се видела и установила веза између температура и промена нивоа мора. Ваздух из мехурића леда, може да буде поуздан показатељ промене количине угљен-диоксида у атмосфери у прошлости. Таква истраживања, о промени концентрације угљен-диоксида у атмосфери последњих пар хиљада година, могу да покажу разлику у атмосфери данас и у прошлости. *Дендроклиматологија.* Дендроклиматологија је анализа годова дебла на стаблима, да би се утврдиле климатске промене у прошлости. Широке и дебеле линије су показатељи плодних и кишних година, док танке и сужене линије показују лошије године. *Анализа полена.* Палинологија проучава данашње и фосилне палиноморфе (честице између 5 и 500 μm), које се могу наћи у слојевима стена, укључујући и полен. На основу полена, могуће је одредити карактеристике биљног покривача у прошлости као и климатске карактеристике посматраног периода. *Анализа остатака љускара.* Остаци љускара су уобичајени за слатку воду и седиментне стене. Различите врсте љускара могу да се нађу у зависности од различитих климатских услова. Они су погодни за анализу будући да се нису пуно мењали кроз историју. *Пораст нивоа мора*. Светски ниво мора, задњих стотињак година, се мерио помоћу мерача морских мена. Данас се за ту сврху користи висиномер, посебно са сателита, што је знатно повећало тачност мерења. Ниво мора може да се одреди датирањем (утврђивање времена постанка анализом физичких података) и одређивањем старости коралних гребена, обалских седимената, морских тераса, малих облутака, кречњака и археолошких остатака уз обалу. Главне методе за одређивање старости су датирање са угљениковим изотопом C-14 и урановим изотопима.

7.1.10 Пројекције климе у будућности

Климатски модели користе квантитативне методе да би са њима симулирали интеракције између атмосфере, океана, тла и леда. Они се користе у различите сврхе у распону од проучавања климатског система па до пројекција климе у будућности и дизајнирани су за употребу на временској скали у распону од десет година до једног века а у новије време и до неколико хиљада година. Ови, рачунарски веома захтевни, нумерички модели се базирају на интеграцији једначина динамике флуида као и хемијских а понекад и биолошких једначина. Климатски модели морају да задовоље следеће принципе: 1) да су базирани на добро дефинисаним физичким принципима; 2) да добро реподукују осмотрене карактеристике климе у садашњости као и климатске промене у прошлости и 3) да омогуће поуздану процену климатских промена у будућности на континенталном и већем просторном размеру.

Сценарио климатских промена је један кохерентан, унутрашње конзистентан и највероватније остварљив опис будуће климе, који је конструисан за употребу у

истраживању могућих последица климатских промена условљених човековом делатношћу (IPCC, 2001). Напоменимо да се са климатским сценаријом не предвиђа клима у будућности. Климатски сценарији се користе: 1) да би се обезбедили подаци за студије процене о осетљивости, степену утицаја и адаптације у појединим човековим делатностима; 2) да се код људи подигне ниво свести о климатским променама и њиховим последицама; 3) као значајна помоћ у стратешком планирању на нивоу државе; 4) за дефинисање најостварљивијег правца у коме треба да иде неко друштво у будућности; 5) да се прикупе наша сазнања о будућности и 6) да би се се истражиле последице политичких одлука.



Слика 7.4. Релативне промене (%): а) средње годишње температуре ваздуха и б) средње годишње висине падавина у Војводини. Поређен је период 1992 - 2008. год. (осмотрени) са пројекцијом климе за 2040. год добијеном скалирањем на мањи просторни размер статистичким поступком.

Климатски сценарио. Треба направити јасну разлику између климатског сценарија и сценарија климатских промена (IPCC, 2001). Овај потоњи се односи на опис разлике између неке климе која је најостварљивија у будућности и постојеће климе (контролне – како је још зову), при чему се ова разлика анализира преко месечних, сезонских и годишњих вредности метеоролошких елемената, које се добијају из климатског модела. Овај сценарио може да се схвати као један поступак, који је неопходан, пре него што се конструише тзв. *климатски сценарио*. Он је комбинација сценарија климатских промена и описа постојеће климе проистеклог из климатолошких осматрања тј. пажљиве анализе климатског режима. Првобитно је направљено четрдесет климатских сценарија да би се потом тај број свео на шест и коначно на три као најћешће употребљавани - A2 (песимистички), A1B (умерен) и B1 (оптимистички).

Скалирање на мањи просторни размер (енгл.- downscaling). За многе климатске студије и сценарија, засновним на подацима добијеним из глобалног климатског модела, због њихове временске и просторне резолуције није могуће донети закључке о климатским променама у региону. Такође, за конструисање регионалних сценарија климатских промена потребна је детаљнија спецификација орографије и карактеристика подлоге на регионалном нивоу будући да они највише доприносе специфичностима климе у региону. Из тога разлога се прибегава тзв. „скалирање на мањи просторни размер“ које представља скуп техника које се примењују са циљем да се добије информација о клими за већу резолуцију на основу података који се добијају из глобалног климатског модела са грубљом *резолуцијом.* Ово је могуће да се уради поступком: 1) *скалирањем* на мањи просторни размер *статистичким поступком* или 2) *скалирањем на мањи просторни размер динамичким поступком* тј. преко тзв. регионалних модела који у принципу имају исту структуру као и глобални климатски модели само што им је просторна резолуција мања (10 – 50 km). На слици 7.4 приказане су релативне промене у процентима: а) средње годишње температуре ваздуха и б) средње годишње висине падавина у Војводини, при чему је поређен период 1992 - 2008. год.

(осмотрени) са пројекцијом климе за 2040. год добијеном скалирањем на мањи просторни размер статистичким поступком .

7.1.11 Утицај времена, климе и климатских промена на пораст и развиће биљака

Сунчево зрачење. Сунце је основни извор енергије за све физичке и хемијске процесе и појаве у природи, а тиме и извор живота на Земљи. Сунчеву енергију која доспева на Земљу биљке користе током читавог свог живота. На посејано семе сунчева енергија делује загревањем околног земљишта, а од момента када биљка никне поменута енергија служи за образовање биљне масе, као и за обављање разних физиолошких и биохемијских процеса у биљци. Али ако сунчева енергија не допире свуда на Земљу у подједнакој количини, то је и њено деловање на биљке различито. Ефекат њеног деловања на биљке зависи од спектралног састава, интензитета и трајања директног сунчевог зрачења.

Утицај спектралног састава сунчевог зрачења на биљке. У поглављу 3.1.1 је речено да се спектар сунчевог зрачења дели на три дела: ултраљубичасти, видљиви и инфрацрвени део спектра. На горњој граници атмосфере од укупног сунчевог зрачења на видљиви део спектра долази 48%, на инфрацрвени - 45%, а на ултраљубичасти само 7%. До површине земљишта не доспевају ултраљубичасти зраци са таласном дужином мањом од 0,29 μm. Њих потпуно апсорбује озон који се налази у високим слојевима атмосфере.

Краткоталасни ултраљубичасти део спектра износи само 1-3% укупног сунчевог зрачења које доспева на Земљу. Мада утицај ултраљубичастог зрачења на биљке није још довољно проучен, ипак се зна да оно има велики утицај. Пре свега, ултраљубичасто зрачење успорава раст биљака, због чега биљке расту брже ноћу него дању. То је уједно и разлог због чега је у високим планинским пределима вегетација нижа. Али оно је и корисно, јер под њиховим утицајем бивају уништени многи штетни микроорганизми, земљиште се дезинфикује, те се на тај начин смањује ширење биљних болести на пољопривредним културама. Видљиви део спектра има највећи и најнепосреднији утицај на живот биљака, а преко њих и на целокупни живот на Земљи, јер је опстанак и човека и животиња везан за биљке. Под утицајем светлости у биљкама се одиграва процес фотосинтезе. Инфрацрвено сунчево зрачење чини највећи део, 50-60% укупне сунчеве енергије. Они на биљку делују посредно, својим топлотним дејтвом.

Фотосинтеза. Фотосинтеза или хлорофилна асимилација је процес без кога не би било могуће одржавање живота на Земљи. То је сложен процес у коме биљке светлосну енергију претварају у хемијску, односно процес у коме се неорганске материје под њеним утицајем претварају у органске. У процесу фотосинтезе користи се само сунчево зрачење таласне дужине 0,380-0,710 μm, тзв. фотосинтетички активно зрачење. Највећи део фотосинтезе се обавља у листу биљке, а мањи у другим деловима. Све зелене биљке садрже у ћелијама мала зелена телашца - хлоропласте, у којима се налази зелени пигмент - хлорофил, који апсорбује светлосну енергију.

Углавном све биљке имају на наличију листа огроман број врло ситних отвора - стома, кроз које у биљку улази угљен-диоксид. Преко кореновог система биљка узима из земљишта воду и у њој растворене неорганске минералне материје. У процесу фотосинтезе угљен-диоксид се под утицајем светлости разлаже на угљеник и кисеоник. Угљеник се спаја с водом и неорганским материјама и даје органску материју (гликозу, скроб итд.), а кисеоник кроз стоме излази напоље. Интензитет фотосинтезе зависи од великог броја унутрашњих и спољашњих фактора. Унутрашњи фактори су: унутрашња грађа листа, количина и распоред хлоропласта, присуство одређених фермената, старост лишћа, здравствено стање и старост биљке и др. У спољашње факторе се убрајају:

концентрација угљен-диоксида у приземном слоју ваздуха, влажност земљишта, температура ваздуха, интензитет светлости. Сматра се да је фотосинтеза још могућа при концентрацији угљен-диоксида 0,008-0,01%. Са повећањем концентрације CO_2 у приземном слоју ваздуха појачава се и интензитет фотосинтезе, али само до одређене границе, изнад које даље повећање концентрације CO_2 нема утицаја на фотосинтезу, а превелика концентрација делује чак токсично. Смањење влажности земљишта доводи до смањења фотосинтезе. Утицај влажности земљишта зависи од тога колико су поједине биљке осетљиве на сушу. Са повећањем температуре ваздуха повећава се и количина апсорбованог CO_2, а тиме и фотосинтеза, али само до одређене температурне границе, после које са повећањем температуре интензитет фотосинтезе опада. Сматра се да фотосинтеза протиче релативно брзо при температурама од 10°C до 35°C, зависно од врсте биљке. Интензитет фотосинтезе много зависи од интензитета светлости. Ово поготову када се зна да се веома мали део светлосне енергије Сунца користи за фотосинтезу. У најбољим условима та вредност износи до 5%, док се остатак троши у виду топлотне енергије.

Међутим, за одвијање процеса фотосинтезе поред наведених унутрашњих и спољашњих фактора потребна је и велика количина енергије. Ову енергију биљка добија једним другим физиолошким процесом - дисимилацијом.

Дисимилација или дисање је лагано сагоревање органских материја у присуству кисеоника. То је процес у коме се сложена органска једињења, богата хемијском енергијом, разлажу на простије материје уз ослобађање целокупне или само дела енергије коју органске материје садрже. Хемијска енергија која се при овом процесу ослобађа трансформише се у друге врсте енергије и користи се за разне биосинтезе, раст, развиће, размножавање и др. За разлику од фотосинтезе, која тече само дању, дисимилација се обавља непрекидно, и дању и ноћу, у свим органима биљке и у свакој њеној живој ћелији. Кисеоник неопходан за тај процес биљка добија из околне средине, разменом гасова. Интензитет дисимилације такође зависи од многих спољашњих и унутрашњих фактора. Највећи утицај на дисимилацију има температура ваздуха. Са повећавањем температуре повећава се и интензитет дисимилације, али само до одређене границе, после које настаје оштра депресија. Влажност спољне средине такође има одређен утицај, при чему је запажено да биљке неотпорне на сушу у већој мери повећавају дисање у условима суше него отпорне биљке, код којих дисање остаје скоро непромењено.

Утицај интензитета сунчевог зрачења на биљке. Животна активност биљака зависи од интензитета сунчевог зрачења, нарочито од интензитета фотосинтетски активног зрачења видљивог дела спектра. Фотосинтеза почиње при врло ниском интензитету сунчевог зрачења, али се при томе створене органске материје троше у процесу дисимилације. Интензитет зрачења при коме настаје равнотежа између органске материје створене фотосинтезом и утрошене дисимилацијом назива се *компензациона тачка*. Она није иста за све биљке, мења се у зависности од услова у којима биљка расте. Према потреби биљака за различитим интензитетом сунчеве светлости, биљке се деле на *хелиофите*, које захтевају више светлости, и *скиофите*, које захтевају мање. Ове групе биљака нису оштро разграничене, између њих постоји низ прелазних биљака, које могу поднети како дуже засењивање тако и интензивну светлост. Хелиофите су отпорније на мраз и високе температуре од скиофита. Обе врсте се међусобно разликују и по развићу круне. Дрвеће с ретком круном спада у хелиофите (бреза, бор, јасен и др.), а дрвеће са густом круном у групу скиофита (буква, јела, липа и др.). Тако, на пример, код хелиофита компензациона тачка износи око 0,083-1,27 Wm^{-2}, а код скиофита око 0,042-0,083 Wm^{-2}. Испод ове вредности дисимилација је интензивнија од фотосинтезе. Са повећањем интензитета сунчевог зрачења повећава се и интензитет фотосинтезе. При довољно великом интензитету светлости стварање органских материја у процесу фотосинтезе је скоро десет пута веће од њиховог разлагања дисимилацијом. Али сувише велики

интензитет делује неповољно на биљке, јер је праћен сувише великом температуром листа, која доводи до распадања хлорофила, лишће жути да би на крају увенуло.

Недовољан интензитет зрачења неповољно утиче не само на процес фотосинтезе већ и на опште стање биљака. При недостатку светлости повећава се пораст стабљике на рачун лишћа, биљка се истеже, а коренов систем се слабо развија. Такве биљке немају довољно хлорофила и стога су бледо жуте. У природи то се дешава приликом засењивања усева. Дрвеће поред стаза, зграда и другог у већој или мањој мери засењује усеве, услед чега они заостају у напредовању, закржљају и дају мале приносе. Исто се запажа и при самозасењивању биљака, нпр. у воћњаку, где једна воћка засењује другу, или на њиви, ако су усеви сувише густо засејани.

Поред директног, биљке користе светлост и топлоту и од дифузног сунчевог зрачења, које је такође важан еколошки чинилац. Дифузна светлост у извесној мери надокнађује директну сунчеву светлост. Ово нарочито долази до изражаја у току облачних дана, када биљкама стоји на располагању једино дифузна светлост, или код биљака које се налазе у сенци, те стога добијају мање сунчеве светлости. Али нарочити значај сунчеве светлости је у томе што она продужава дан. Пре изласка сунца имамо праскозорје, а после заласка суна сутон. У нашим условима они продужавају дан за неколико часова.

Интензитет светлости се у биљној производњи може у извесној мери регулисати агротехничким мерама. У такве мере спадају код пољских усева густина сетве и проређивање усева, а у воћарству сађење на правилну раздаљину и проређивање грана у круни дрвета. Осим тога, на побољшање услова осветљености утичу још правац редова и број биљака по јединици површине. Поред ових мера у природним условима, интензитет светлости може се у извесном степену регулисати и вештачки, применом јаких лампи (нпр. 500 Wm^{-2}). Саме биљке су способне да у извесној мери регулишу осветљавање својих појединих органа. Особина биљака да мењају положај својих органа према извору светлости назива се *фототропизам*. Тако неке биљке, као нпр. сунцокрет, луцерка, памук и друге, током целог дана окрећу своју цваст у правцу Сунца: ујутру на исток, дању на југ, а предвече на запад. Код неких биљка је примећена и дневна периодичност у кретању листова. Ујутру лишће заузима хоризонталан положај, а увече се опушта. Све биљке се не понашају подједнако према трајању осветљености. Неке биљке пре цветају уколико је дан дужи а ноћ краћа, а друге обрнуто, што је дан краћи а ноћ дужа. У односу на фотопериодску реакцију биљке се могу поделити у три групе: а) биљке дугог дана; б) биљке кратког дана и в) неутралне биљке. Биљке дугог дана или дугодневне биљке су оне које цветају само ако дужина осветљености износи више од 12-14 сати. Биљке кратког дана или краткодневне цветају само ако је дужина осветљености мања од 12-14 сати, а неутралне биљке цветају независно од дужине дана.

Температура ваздуха. Топлота је један од основних фактора спољне средине од којих зависи пораст и развиће биљака. Без топлоте живот биљке не би био могућ, јер би се зауставили сви животни процеси и биљка би угинула.

Код већине биљака животни процеси се убрзавају са повишењем температуре. Утицај температуре на интензитет процеса изражава се правилом Ван-Хофа, по коме се брзина хемијске реакције удвостручава са повећањем температуре за сваких 10°C. Ово правило код биљака важи само до одређене температурне границе. Даљим повећањем температуре процеси се успоравају и на крају престају.

Основни физиолошки процеси у биљкама, као што су фотосинтеза, дисимилација, транспирација, апсорпција хранљивих материја и други, теку само у одређеним границама температуре. За сваки животни процес постоје три *кардиналне тачке*: минимум, оптимум и максимум. *Минимум* представља доњу границу температуре при којој се процес прекида услед недостатка топлоте, *оптимум* је температура при којој процес најбрже тече, а *максимум* је горња граница температуре при којој се процес прекида због вишка топлоте. Минимум и максимум су критичне тачке развића биљке.

Када температура пређе било доњу (минимум) било горњу границу (максимум), биљка нема више услова за развој. Вредности кардиналних тачака су различите за разне биљне врсте и сорте, као и за различите периоде њиховог развића.

Овде треба напоменути да се кардиналне тачке развића биљака односе не само на температуру већ и на остале вегетационе чиниоце (влага, светлост, храна и др.) који условљавају живот биљака. Ако је ма који од ових неопходних чинилаца у минимуму или максимуму, доводи се у питање даљи опстанак биљке, и то чак и онда када су сви остали чиниоци у оптимуму. Такав је нпр. случај код суше, где се влага јавља у минимуму, а биљка и поред осталих оптималних услова може да страда.

Интензитет *фотосинтезе* зависи, као што је познато, од температуре ваздуха. Ниске температуре успоравају процес фотосинтезе, а при њиховим одређеним вредностима престаје узимање угљен-диоксида. Са повећањем температуре појачава се процес, али када температура достигне одређену границу, интензитет фотосинтезе почиње да се смањује. Зависност фотосинтезе од температуре није иста код свих биљака, а такође се мења и код исте биљне врсте у зависности од других услова спољне средине. Минимум температуре за фотосинтезу је око 0°C, мада се код неких термофилних биљака фотосинтеза нагло смањује већ на 10-12°C, а престаје при температури 3-5°C. Максимум температуре за фотосинтезу је око 45-50°C, када долази до распадања хлорофила и престанка фотосинтезе. Код већине биљака процес фотосинтезе тече релативно брзо у температурним границама 10-35°C, али оптимална температура износи 25-28°C, зависно од врсте биљке.

Процес *дисимилације* тече у нешто ширим температурним границама од фотосинтезе. Мада све биљке не реагују подједнако на температуру, код већине биљака дисимилација може да се обавља и при температури нешто испод 0°C. Са повећањем температуре интензитет дисимилације се повећава и достиже оптимум при температури 35-40°C, док при температури 50°C и вишој престаје.

Како су и фотосинтеза и дисимилација интензивније при вишим температурама (у одређеним границама), акумулација органских материја у биљкама зависиће од дневних и ноћних температура, односно од дневног хода температуре ваздуха. Релативно високе температуре дању и релативно ниске температуре ноћу - повећавају акумулацију органских материја у ткиву биљака. Насупрот томе, прохладни дани и топле ноћи не омогућавају већу акумулацију органских материја, јер слабија фотосинтеза дању не може да покрије расход органских материја у процесу дисимилације ни током дана, а нарочито не током топле ноћи.

Температура ваздуха веома утиче и на трећи физиолошки процес у биљкама - *транспирацију*. Са повећањем температуре ваздуха повећава се и транспирација. Самим тим што има велики утицај на физиолошке процесе у биљци, температура ваздуха утиче и на темпо развића биљака. То значи да трајање међуфазних периода развића, а тиме и трајање вегетационог периода, зависи од температуре ваздуха - што је виша температура то су краћи међуфазни периоди а развиће биљака брже, и обрнуто.

Утицај температуре на ритам развића запажа се нарочито у брдско-планинским подручјима, где вегетација закашњава у односу на ниже пределе. Са повећањем надморске висине температура ваздуха опада, а сходно томе закашњава и време наступа фаза развића биљака. Ово закашњење је веће у топлијим подручјима, где температура брже опада са повећањем висине, него у хладнијим крајевима, где су термичке промене са висином слабије изражене.

Пораст биљака односно повећање биљне масе, које настаје као резултат два супротна процеса - асимилације и дисимилације, зависи такође од температуре ваздуха. Са повећањем температуре повећава се брзина пораста све до оптималне температуре, при којој је пораст најбржи. Даљим повећањем температуре, изнад оптимума, брзина пораста се смањује, а при температури која одговара кардиналној тачки максимума пораст се сасвим зауставља.

*Потребе биљака за топлотом***.** Потребе биљака за топлотом нису подједнаке. Има биљака којима је за пораст и развиће потребно више топлоте (*термофилне биљке*), док се друге задовољавају са мање. Тако, на пример, неке биљке расту, цветају и доносе плод при температури испод 0°C, док друге угињавају већ на 10-15°C. Потреба биљака за топлотом најбоље се може уочити упоређивањем *биолошких сума температуре ваздуха* за различите биљке, под којом се подразумева сума средњих дневних температура ваздуха у вегетационом периоду одређене културе од почетка раста до њеног сазревања.

Све биљке не почињу свој пораст и развиће при истој температури. Такође и касније фазе развића биљке пролазе при различитим температурама, што зависи од биолошких особина и потребе одређене врсте биљака за топлотом. Доња граница температуре при којој биљке улазе у одређену фазу развића назива се *биолошки минимум*. Тако, на пример, биолошки минимум за почетак раста, односно за ницање стрних жита износи око 5°C, али има биљака које почињу да вегетирају при знатно вишим температурама, као нпр. кукуруз на 10°C, пасуљ на 12°C итд.

Пад температуре испод биолошког минимума још не доводи до угинућа биљке. Настаје само застој у порасту и развићу, али биљка остаје у животу и при каснијем отопљењу почиње поново да вегетира. Уколико је пад температуре испод биолошког минимума мањи утолико су оштећења мања и биљка се при каснијим оптималним условима лакше опоравља. Међутим, што је она ближе својој кардиналној тачки минимума, то су оштећења већа и биљка се касније теже опоравља.

Све температуре изнад биолошког минимума за одређену фазу развића називају се *активне температуре*. Под *ефективним температурама* подразумевају се активне температуре умањене за величину биолошког минимума. Суме активних температура ваздуха изнад 10°C користе се у агрометеорологији као основни термички показатељ могућности гајења одређене биљке у неком подручју, а такође и при одређивању висинске термичке границе за њену рентабилну производњу. Суме ефективних температура ваздуха за одређене међуфазне периоде развића биљака највише се користе као показатељи темпа развића биљака.

Неповољан утицај температуре ваздуха на биљке. Утицај температуре ваздуха на пораст и развиће биљака је најповољнији када је температура у границама оптимума за одређену биљну врсту и фазу развића. Међутим, у природним условима то није увек случај. У пролеће, када се биљке налазе у почетним фазама развића, често се у нашим климатским условима температура спусти испод нуле.

Међутим, на биљку делују неповољно и високе температуре ваздуха. При високим температурама повећава се процес *дисимилације*. То доводи до исцрпљивања биљке, јер је потрошња угљених хидрата већа од њихове синтезе. Нарочито је то случај код младих биљака, чији још недовољно развијен коренов систем не може да снабдева биљку довољном количином хранљивих материја. У таквим условима нарушава се нормалан ток метаболизма, што доводи до оштећења биљног ткива, а на крају и до угинућа биљке.

Високе температуре, без обзира у ком се периоду развића биљке појављују, нарушавају водни биланс биљке, јер повећавају транспирацију и отежавају нормално снабдевање биљке водом. Овакви услови могу довести до сагоревања хлорофила и привременог жућења лишћа, а у време цветања до непотпуног опрашивања. Разлог томе је што при високим температурама опада тургор (притисак који упијена вода врши на ћелијску опну), цветни прах се суши и постаје слабо активан, прашници се не отварају и тада не долази до опрашивања. То се, на пример, дешава са цветним прахом кукуруза при температури изнад 35°C. У периоду наливања зрна високе температуре, праћене сувим ваздухом, ометају овај процес и доводе до превременог зрења. Зрна остају штура, а приноси су знатно смањени. Високе летње температуре могу нанети штете младарима,

лишћу и плодовима воћака у облику тзв. сунчаних ожеготина (тамне округласте пеге са сунчане стране, код којих је неколико слојева ћелија мртво).

Влажност ваздуха. Влажност ваздуха је један од метеоролошких елемената који је врло важан у животу биљака, јер игра значајну улогу у обнављању њихових животних процеса. Оптимална влажност ваздуха у свим фазама развића биљке, уз остале повољне услове, доприноси нормалном развићу биљке, а као резултат тога, добром приносу. Од величина које карактеришу влажност ваздуха за агрометеоролошке потребе и истраживања најважнији су релативна влажност ваздуха и дефицит засићености. Према вредностима ове две величине одређује се евапорациона моћ ваздуха. Уколико је релативна влажност ваздуха мања а дефицит засићености већи утолико је ваздух сувљи а интензитет испаравања замљишта и биљака већи, и обрнуто.

На биљке, у одређеним фазама њиховог развића, делује негативно како сув ваздух тако и сувише велика засићеност ваздуха воденом паром. Негативан утицај сувог ваздуха на живот биљка огледа се у томе што биљке тада интензивније троше воду, повећава се интензитет транспирације и уколико не могу да компензују губитак воде притицањем нових количина воде из земљишта преко кореновог система, ћелије ткива остају без воде, биљка вене, а ако ово стање потраје дуже, онда и угине. Ово је нарочито случај када се при ниској влажности ваздуха јавља висока температура ваздуха и ветар, што доводи до атмосферске или ваздушне суше. Колики могу бити губици воде види се из података да при дефициту засићености већем од 40 mb испаравање са површине влажног земљишта износи више од 60 тона воде по 1 хектару за 24 сата.

Дужи период са релативном влажношћу ваздуха испод 30% изазива превремено исушивање лишћа. На тај начин смањује се фотосинтетска површина лишћа, а тиме и образовање органских материја, што у крајњој линији доводи до смањења приноса. До смањења приноса долази и када се ниска влажност ваздуха јавља у периоду цветања и наливања зрна. Такви услови у периоду цветања изазивају сушење цветног праха и непотпуно опрашивање, а у периоду наливања штурост зрна. Влажност ваздуха утиче и на квалитет многих пољопривредних култура. На пример, ниска влажност ваздуха смањује квалитет влакна, али побољшава фаринолошке особине пшенице.

Штетне последице на биљке има не само ниска већ и велика засићеност ваздуха воденом паром у одређеним периодима развића биљака. Повећана влажност у периоду цветања омета отварање прашника и преношење цветног праха ветром. Такође је отежан и лет инсеката-опрашивача и њихово преношење цветног праха.

Повећана влажност ваздуха, нарочито при топлом времену, омогућава појаву и ширење разних гљивичних биљних болести, а и неких биљних штеточина. То су, на пример, фитофтора на кромпиру, пламењача на виновој лози, различите рђе на житарицама и низ других. Свакодневним праћењем влажности и температуре ваздуха, као праћењем биологије паразита, могу се успешно прогнозирати рокови прскања против многих биљних болести.

Влажност ваздуха има значајну улогу и у периоду мразева, нарочито пролетњих и јесењих, који су штетни за пољопривредне културе. При ведром и тихом времену после заласка сунца температура опада брзо све до момента када почиње образовање росе. Том приликом ослобађа се латентна топлота кондензације, која нагло успорава хлађење ваздуха. Уколико, значи, има више влаге у ваздуху утолико пре долази до образовања росе, а вероватноћа појаве мразева се смањује.

Падавине. Падавине су један од најважнијих метеоролошких елемената неопходних за живот биљака. При довољној количини топлоте, светлости, хранљивих материја и других фактора пораста и развића, продуктивност биљака зависи од њихове обезбеђености влагом. Од свих облика падавина, за биљке су од највећег значаја падавине у облику кише и снега, мада у одређеним случајевима оне могу деловати на биљке и неповољно.

Падавине су основни извор воде за земљиште, а преко њега и за биљке. Поред снабдевања водом, падавине омогућавају биљци и узимање хранљивих минералних материја које се у земљишту налазе већином у облику неприступачном биљкама. Вода у земљишту раствара те материје и на тај начин их чини приступачним биљкама, које их преко свог кореновог система апсорбују заједно са водом и користе за своју исхрану. Одређена количина воде у ћелијама биљке је непходан услов за њихову високу физиолошку активност. Старењем биљне ћелије смањује се њена активност, а тиме се смањује и количина воде у ћелији. Вода у биљци неопходна је не само за исхрану биљака већ и за преношење материја од корена преко стабла ка листовима и обрнуто, а исто тако и за деловање фермената и међусобне хемијске реакције разних материја, које су могуће само ако су растворене у води.

За процењивање обезбеђености биљака водом није довољно знати само укупну годишњу количину падавина, већ и њихов распоред у току вегетационог периода, односно количину и карактер падавина у појединим периодима развића. Међутим, обезбеђеност биљака влагом зависи не само од количне падавина већ и од низа других чинилаца. Колики ће проценат падавина апсорбовати земљиште зависи пре свега од: физичих особина земљишта и стања његове површине, степена засићености земљишта влагом, интензитета и трајања падавина, нагиба земљишта, врсте биљних покривача и других фактора. Од физичких особина земљишта за регулисање водног режима најважнија је његова структура, односно повезаност земљишних честица у агрегате различитог облика и величине. Земљишта са мрвичастом структуром много боље апсорбују падавине и снабдевају биљке водом него земљишта са лошом структуром. Што је површински слој земљишта збијенији, то је апсорпција падавина мања, а површинско отицање веће. Уколико је влажност земљишта већа утолико је апсорпција воде мања, и обрнуто.

Са повећањем интензитета падавина њихово корисно дејство на биљке се смањује, јер се смањује количина апсорбоване воде и већи део падавина отиче. То је случај код пљускова, који обично не трају дуго али је интензитет падавина велики, те земљиште за то кратко време не успе да апсорбује сву количину воде, већ она или брзо отиче, нарочито на стрмим теренима, или се задржава у облику бара, одакле опет брзо испари. Насупрот томе, код дуготрајних падавина слабијег интензитета вода постепено продире у земљиште, па је стога њихово корисно дејство на биљке много веће. Нагиб терена је веома важан фактор код апсорпције падавина од стране земљишта. Са повећањем нагиба повећава се отицање воде, а тиме и услови за појаву ерозије.

Интерцепција падавина биљке тј. њихово задржавање од стране биљног покривача зависи поред врсте и од фазе развића при чему у овом процесу велику улогу има интензитет падавина. При дуготрајним падавинама слабијег интензитета апсорпција падавина се смањује са повећањем биљне масе. При пљусковитим падавинама већег интензитета је супротно - земљиште апсорбује веће количине падавина у каснијим фазама развића, јер густ и компактан слој биљака смањује површинско отицање.

7.2 КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМЕ

У овој глави ћемо се позабавити тзв. класификацијом климе која има велики практичан значај у људској делатности. Осим општих напомена везаних за класификацију климе пажња ће бити на Кепеновој класификацији, која је најзаступљенија у метеорологији али и у географији, пољопривреди, итд. Један део пажње ће бити усмерен ка попису и опису најзначајнијих климатских индекса који су често незаобилазни при проучавању климе и феномена суше у појединим областима.

7.2.1 Уводне напомене о класификацији климе

Географска расподела појединих климатских елемената указује на постојање одређених зависности климе од географске ширине, расподеле копна и мора, рељефа, морских струја итд. Очигледно је да се типови климата који се састоје од климатских елемената, потчињавају истим географским закономерностима. Одатле следи да је могуће издвајање и уношење у карту географске распрострањености појединих *типова климата*. Овим поступком долази се до *класификације климатских типова* у чијим се оквирима може извршити и *климатска рејонизација* Земљине површине или њених мањих делова.

Класификација климе има велики теоријски и практични значај. Отуда и покушаји везани за класификацију климе потичу још од доба када су многе природне науке биле у повоју. Из јасне потребе за класификацијом климе истакнута су два принципа класификације: а) свођење бројних локалних клима на неколико група, према више или мање тачно дефинисаним критеријумима и б) све сличне климе сврставају се у једну заједничку групу с мање или више тачно одређеним карактеристикама са циљем да се обави типизација клима али и очувају њене специфичности. Постоје две групе класификација - генетска и ефективна. *Генетска* класификација полази од опште циркулације атмосфере, тј. зоналне расподеле ветрова при Земљиној површини. У овом типу класификације битни су: распоред копна и мора уз посебно наглашавање степена континенталности, утицај рељефа, трајање кишног периода, итд. Код *ефективне* класификације полази се од последица које клима оставља на биљни свет, тло, отицање воде итд. У овој класификацији од посебног значаја је прецизан третман биљног покривача будући да се он прилагођава локалним климатским условима.

Од првих покушаја па до данас утемељено је више класификација климе. Основу сваке класификације сачињава анализа једног или ређе два или више климатских елемената. Будући да климу једног региона карактерише укупно дејство свих климатских елемената онда није тешко закључити да управо ова чињеница доприноси томе да многе класификације климе са пуно оправданости можемо прогласити непотпуним. Међутим, далеко смо од тврдње да класификације климе немају добрих страна. Напротив, могуће је наћи доста примера о њеној оправданости. Поред наведених постоје и посебне класификације климатских типова - нпр. за потребе саобраћаја и технике итд.

У даљем тексту пажња ће бити посвећена Кепеновој класификацији. Ова класификација је изабрана за рејонизацију поднебља наше државе. Осим тога Кепенова класификација једна је од највише цењених, цитираних и примењиваних класификација при решавању практичних и научних проблема. Кепенова класификација при издвајању

типова и подтипова узима у обзир одређену средњу месечну и средњу годишњу температуру ваздуха и годишњи распоред падавина углавном без обзира на њихове количине.

7.2.2 Класификација климе по Кепену

Као што је поменуто, основу Кепенове класификације климе чине температуре ваздуха и количина падавина. Кепен је на основу: 1) средње месечне и средње годишње температуре ваздуха, 2) средње месечне температуре ваздуха најтоплијег и најхладнијег месеца у години, 3) одређеног броја месеци са одређеном температуром са једне стране и 4) средњих месечних и средњих годишњих количина падавина и појаве средње максималне и средње минималне количине падавина у одређеним месецима, као и броја месеци са одређеним количинама падавина, с друге стране, извршио исцрпну класификацију климе већих или мањих региона као и целе Земље.

Значење симбола у клаисфикацији по Кепену. Кепенова класификација обухвата пет главних климата: A - тропски влажни, B – суви, C - умерено топли и влажни, D - бореално умерени хладни и E - снежни поларни. У сваком од наведених климата издвојена су три типа, тако да у овој класификацији има укупно 11 климатских типова и већи број подтипова или варијетета. Сваки климатски тип и подтип обележен је одређеним словом латинице које има специјално значење у односу на температуру ваздуха и количину падавина.

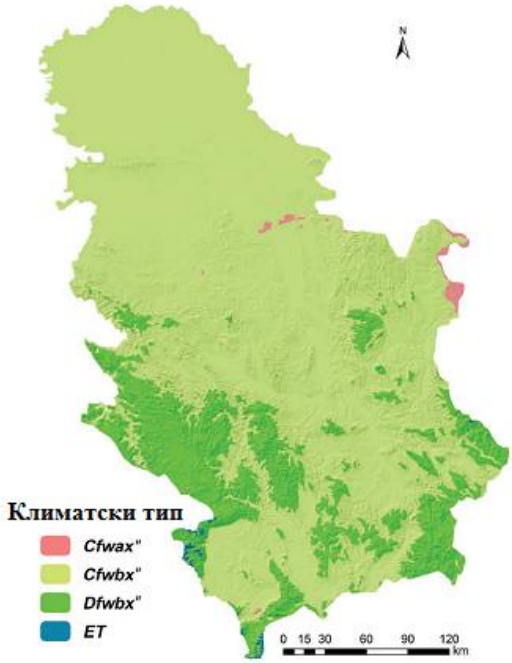
Овде ће бити дат детаљнији опис само оних климата, типова и подтипова који се јављају на територији наше земље и то оним редом којим условљава обим њиховог распрострањења: C климат (умерено топла кишна клима), D климат (бореално-субартичка кишна клима), B климат (сува клима) и A климат (снежна поларна клима).

C климат има средњу месечну температуру ваздуха најхладнијег месеца у години од -3°C до 18°C. Овај климат заступљен је у нашим крајевима са три и више подтипова. Типови су одређени према годишњем ходу количине падавина и појаве екстремних количина падавина у току године, као и према средњој месечној температури најтоплијег и најхладнијег месеца у години. Ти типови су следећи: *Cs* - који има суво раздобље у топлом делу године, али тако да најсувљи топли месец има мање од трећине падавина најкишовитијег хладног месеца. То је тзв. *маритимно-суптропска* клима изазвана летњим струјањем ваздуха услед периферијом ојачалог и према већим географским ширинама помереног суптропског антициклона. Клима која би одговарала наведеној карактеристици овога типа код нас, додуше, постоји али не као чисто изражен Cs тип. То је због тога што се сматра да је једна област сува, кад је бројна вредност годишње количине падавина изражена у центиметрима мања од двоструке средње годишње температуре ваздуха те области, а таквих случајева код нас нема. *Cw* - који има суво раздобље у хладном делу године, али тако да насувљи хладни месец има мање од једне десетине падавина најкишовитијег топлог месеца. Клима која би у потпуности одговарала овом типу код нас не постоји, али зато постоје подтипови овога типа. *Cf* - која има падавине прилично равномерно распоређене преко целе године. Овај тип климе са многобројним подтиповима заузима највеће пространство у нашој земљи.

Услед мешања особина појединих са особинама других не може се повући јасна граница између појединих типова, те се јављају њихови подтипови који се обележавају са три или више слова. Такав скраћен начин обележавања климатских типова и њихових подтипова Кепен је назвао "*климатским формулама*".

Према бројној вредности средње месечне температуре ваздуха најтоплијег месеца у години *Cs* тип добија ознаке *a* и *b*. Слово *a* означава да је средња месечна температура ваздуха најтоплијег месеца у години виша од 22°C, док слово *b* означава да је средња

месечна температура ваздуха најтоплијег месеца у години нижа од 22°C а виша од 10°C. Оба ова подтипа, дакле *Csa* и *Csb*, припадају поменутој маритимно-суптропској клими.



Слика 7.5 Класификација климе Србије по Кепену [Михаиловић и др. (Mihailović et al., 2015b)].

Максимална количина падавина у пролећним или јесењим месецима у току године означена је словом *x*. Ово слово се ставља на крају ″климатске формуле". Када се уз примарни максимум количине падавина појављује и секундарни, онда настаје "рачвасти″ подтип који се обележава са *x″*. Слово *x* са две цртице, дакле *x″*, значи да се максимална количина падавина јавља у пролеће или рано лето (март до јуна), а секундарни касно у јесен. Овај јесењи максимум падавина може бити и већи од пролећног. Рачвасти тип може да се јави и код ознаке за годишњи ход количине падавина, дакле код ознаке *s* и *w*, што значи да је кишни период зими, односно лети подељен у два максимума са краћим сувљим периодом између њих.

D климат има средњу месечну температуру ваздуха најхладнијег месеца у години нижу од -3°C, а најтоплијег месеца вишу од 10°C. Ово је *континентална* клима са изразитим годишњим добима и великом годишњом амплитудом колебања температуре ваздуха. Типови и подтипови *D* климата могу имати исте ознаке као што их имају типови и подтипови *C* климата. У нашим крајевима јавља се *Df* тип, и то углавном *Dfb* тип. Овај подтип има средњу месечну температуру ваздуха у најтоплијем месецу у години нижу од 22°C, и средњу месечну температуру ваздуха бар четири месеца вишу од 10°C.

B климат има средњу месечну температуру ваздуха најтоплијег месеца t у години вишу од 10°C и *годишњу* количину падавина мању од $2(b+14)$ изражену у центиметрима, где b је једнако бездимензионој вредности од t . То је клима степа и у Србији није заступљена.

E климат има средњу месечну температуру ваздуха најтоплијег месеца у години нижу од 10°C. То је хладна клима поларних крајева са вечитим снегом и мразом (*Ef* тип) која на територији наше земље није заступљена.

На слици 7.5 приказана је класификација климе по Кепену за територију Србије. За више детаља о поступцима и критеријумима који су везани за ову класификацију

читалац се упућује на једну од књига од Михаиловића (Михаиловић, 1988; Михаиловић и др., 2008).

Недостаци Кепеновог система. Кепенов систем има одређених недостатака. Један од главних лежи у чињеници да се са овим системом класификације од свега неколико типова, који се одређују према установљеним, оштро дефинисаним граничним условима, врши класификација огромног броја локалних клима у свету. На тај начин, на прелазима из једног типа у други нужно се јављају, различито изражена, одступања или неодређености због мешања њихових особина. Такође, када се врши класификација клима на малом подручју, због неузимања у обзир географског положаја, могуће је да се два предела, знатно различита по особинама континенталности и орографије, сврстају у исти подтип.

7.2.3 Климатски индекси

Поступком климатске класификације само се оквирно одређује клима одређеног подручја. Међутим, уколико је о типу климе потребно знати и више информација онда је неопходно познавати и поједине *климатске индексе* или, пак, *климадијаграме*. С обзиром на зависност вегетације од садржаја влаге у земљишту и испаравања показало се да је упутно образовати такве индексе који би наговестили климатску карактеристику предела у погледу испаравања и поседовања влаге у земљишту. Навешћемо неке који се најчешће користе.

Конрадов (Conrad) индекс континенталности климе, K_c, дефинисан је као

$$K_c = \frac{aA}{sin(\varphi + b)} - c \tag{7.1}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: a - константа која износи 1,7 $^{o}C^{-1}$, A - годишње колебање температуре ваздуха; φ - географска ширина; b - константа која износи 10° и c - константа која износи 14. Вредности овог емпиријског показатеља крећу се у интервалу од 0 до 100. Јасно је да виша вредност овог индекса значи да описана клима има више изражене континенталне карактеристике.

Коефицијент влажности Иванова (Иванов), K_I, који се дефинише преко израза

$$K_I = \frac{P_m}{E_m} 100 \tag{7.2}$$

где су P_m и E_m месечне висине падавина и испаравања, редом, изражене у милиметрима.

коефицијент влажности	ознака периода
0 - 10	период суше
10 - 25	сушно
26 - 50	недовољна влага
51 - 100	стална влага
100	мокар период

Табела 7.2 Вредности коефицијента влажности Иванова, K_I, и одговарајуће ознаке периода.

Познато је да је тешко ако не и немогуће поуздано одредити месечну висину испаравања. Због тога нам на располагању стоји читав низ емпиријских формула. Преко тих формула се уз коришћење метеоролошких елемената, од којих зависи испаравање а који су лакше

мерљиви, одређујемо висину испарене воде са неке природне површине као што је већ детаљно описано у поглављу 5.1.8. У табели 7.2 је дат приказ вредности коефицијента влажности по Иванову и њихово значење.

Индекс сувоће Де Мартона (Де Мартонне), I_M, дефинисан је као

$$I_M = \frac{12P_m}{T_m + t_{10}} \tag{7.3}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_m - месечна висина падавина (mm), T_m - средња месечна температура ваздуха (°C) и t_{10} - константа која има вредност 10°C.

индекс	област	карактеристика
0 - 5	пустиње	ареизам
5 - 10	полупустиње	ендореизам
10 - 20	степе	ендореизам или егзореизам
20 - 30	саване	
30 - 40	слабе шуме	егзореизам
≤ 40	високе шуме	

Табела 7.3 Карактеристике климатских области према индексу сувоће Де Мартона, I_M, и одговарајуће карактеристике климатских области.

Према индексу сувоће Де Мартона могуће је да се разликују климатске области које имају карактеристику: *ареизма* - без правилног отицања воде од падавина; *ендореизма* - отицање воде од падавина али без тога да доспевају до океана и *егзореизма* - отицање воде од падавина које доспева до океана. У табели 7.3 је дат приказ климатских области и одговарајућих климатских карактеристика према величини индекса сувоће Де Мартона.

Хидротермички коефицијент Сељанинова, НТК, често коришћен климатски индекс, дефинисан је на следећи начин

$$HTK = \frac{10P_p}{S_{10}} \tag{7.4}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_p - сума падавина (mm) а S_{10} - сума средњих дневних температура ваздуха виших од 10°C за посматрани период. При израчунавању овог коефицијента могуће је да се користе различити временски периоди који су значајни са становишта пољопривреде: вегетациони период у целини, фенолошке фазе у развоју биљака или, пак, изабрани месеци или сезоне. У табели 7.4 дата је климатска класификација хидротермичког коефицијента Сељанинова коју је за агроеколошке услове Југославије направила Оторепец (1980).

НТК	обележје	НТК	обележје
0,5	суво	1,0 - 1,3	недовољно влажно
0,5 - 0,7	врло суво	1,3 - 1,5	умерено влажно
0,7 - 1,0	сушно	1,5 - 2,0	влажно

Табела 7.4 Модификована климатска класификација хидротермичког коефицијента Сељанинова, НТК, за Србију (Оторепец, 1980).

Кишни фактор Ланга (Lang), L, се одређује преко израза

$$L = \frac{P_g}{T_g} \tag{7.5}$$

где уведене ознаке имају следећа значења: P_g - просечна годишња висина падавина (mm) а T_g - просечна вишегодишња температура ваздуха (°C). Према величини кишног фактора Ланг је класификовао обележја климатских области (табела 7.5)

L	област	обележје
0 - 20	пустиња	аридна
20 - 40	полупустиња	
40 - 60	степа и савана	
60 - 100	слабе шуме	хумидна
100 - 160	високе шуме	
> 160	степе и тундре	перхумидна

Табела 7.5 Обележја климатских области према кишном фактору Ланга, *L*.

8.1 ЕЛЕМЕНТИ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЈЕ

Пољопривредна производња се обавља на површини Земље где на услове раста и развоја, догађања и појаве у належућој атмосфери имају пресудни утицај. Екстремна сложеност процеса интеракције атмосфере, тла и биљке проузроковала је формирање последне научне дисциплине која се бави овом проблематиком. Та научна дисциплина се назива ***Агрометеорологија***. Агрометеорологија је примењена наука чији је основни задатак приближавање резултата меторолошких сазнања пољопривредним произвођачима. Овака циљ агрометеорологије се најчешће остварује кроз агрометеоролошке прогнозе које се састоје од прогнозирања датума наступања појединих фенолошких фаза, прогнозирања приноса, анализе утицаја топлих и хладних таласа на производњу, анализа утицаја суше, могућност појаве биљних болести и штеточиа итд. У овом поглављу ћемо се ипак задржати само на агрометеоролошким анализама метеоролошких појава које у нашим крајевима пољопривредницима задају највише проблема па се могу третирати као најзначајније. Те појаве су град, мраз и суша. На крају поглавља ћемо се позабавити и анализом утицаја ветрозаштитних појасева. Ветрозаштитни појасеве су нашли своје место у овом уџбенику из два разлога. Први разлог је педагошки пошто анализа њиховог утицаја на пољопривредну производњу захтева активацију читаве лепезе разноликих знања стечених кроз овај курс. Други, не мање важан, разлог је што су ветрозаштини појасеви, у задње време, напуштени без обзира на њихов одличан однос цена/корист.

8.1.1 Град и методе борбе против њега

Град спада у падавине које могу да нанесу непроцењиве штете у пољопривреди. Штете на биљкама су углавном механичке природе. Највише се огледају у оштећењу лисне масе и репродуктивних органа што доводи до умањења или чак и изостанка приноса. Поред тога, град наноси и секундарне штете у виду појаве биљних болести и штеточина. Наиме, механички оштећена места на површини биљака су места на којима гљивице и бактерије могу продрети у биљку и на тај начин изазвати болести. Поред тога градом оштећене биљке имају смањену отпорност на ломове и полегање тако да и ветрови релативно малих брзина могу изазвати ову врсте штете. Биљке су најосетљивије у фази цветања и оплодње када и ситна зрна града могу нанети велике штете. У фази сазревања штете се огледају само на плодовима и у овом случају само крупна зрна града могу да буду узрочници значајних оштећења.

Није ни чудно да се доста велика пажња у метеорологији и позамашна финансијска средства улажу за борбу против града. Борба против града може бити усмерена на *спречавање настанка града* као и на *смањење штете на биљкама*. У основи свих метода за борбу против града, који спадају у прву групу, лежи поступак спречавања образовања крупних зрна града на релативно малом броју језгара природног порекла. То се постиже вештачким уношењем великог броја језгара кристализације у зону акумулације прехлађених капи. Овај поступак доводи до распоређивања прехлађење воде на велики број језгара ледених кристала тако да је мала вероватноћа да се појави град пречника већег од

0,5 cm. На основу анализа вишегодишње примене овог поступка рачун показује да се број језгара око којих се обавља кристализација повећа и за 40-50 пута.

Процес развоја градоносног облака и образовања града одвије се за 30 до 40 минута а време његовог задржавања је у просеку око 1,5 сата. Зато је неопходно да се на градоносни облак делује у интервалу од 15 до 20 минута после почетка његовог развоја. Таква брзина у оперативности може да се постигне само ако се на градоносни облак делује путем специјалних ракета или зрнима које као пуњење имају реагенсе кристализације. По уласку у облак на одређеном месту у њему долази до експлозије и ослобађања великог броја честица око којих се образују ледена језгра. Тако, на пример, када се као реагенс користе сребро јодид или олово јодид из једног грама се ослободи 10^{12} честица око којих се образује лед. Да би овај метод био ефикаснији потребно је да се област у коју се упућује ракетно пуњење локализује са што је могуће већим степеном прецизности. То се постиже путем радара који су неопходни у противградној заштити.

Међутим ефикасност оваквог приступа одбрани од града је тема многих расправа. Егзактан одговор на ово питање је немогуће дати из простог разлога што није могуће извршити поновљив научни експеримент у природним условима којим би се та ефикасност недвосмислено установила. Наиме, када се дејствује противградном одбраном на градоносни облак није могуће егзактно одредити ефикасност тог дејства јер нам остаје непознато колики би интензитет града био у случају да уопште нисмо дејствовали. Светска метеоролошка организација у више наврата истиче овај проблем. У свом документу о вештачком утицању на време (WMO DOCUMENTS ON WEATHER MODIFICATION) у делу који се односи на противградну заштиту засејавањем облака из марта 2010. се наводи: *Научни докази су неубедљиви ...*; *... ефикасност овог метода је контроверзна*. Слична карактеризација овог метода се може наћи у више докумената Светске метеоролошке организације.

У протеклих пола века извршено је неколико експеримената и анализа како би се одредила ефикасност протиградне заштите методом засејавања. Наравно, сви ти експерименти се ослањају на примену статистичких метода обраде података и тумачења добијених вредности статистичких параметара. Због различитих примењених методологија добијају се различити па чак и дијаметрално различити резултати. Тако у анализама проф. др Ђуре Радиновића, спроведеним у нашој земљи, ефикасност, која се мери као умањење штете на пољопривредни културама, се процењује чак на 70 % (Радиновић, 1989). Академик Федор Месингер процењује ефикасност, овога пута се посматра смањење честине појаве града, на свега 20 % (Mesinger, 1992). Са друге стране, проф. др Гаврилов (Гаврилов, 2011.) својом статистичком анализом честине појаве града у Војводини показује да се после почетка примене заштите од града (2003. године) може уочити пораст броја дана са градом. Односно да овакав вид одбране од града проузрокује више штете него користи. Домаћа стручна заједница је подељена по питању оправданости примене ове методе у заштити од града.

У међународној научној заједници је такође извршено неколико експеримената/анализа ефикасности ове методе. Посебно релевантни су вишегодишњи експерименти извршени средином 80-тих година 20. века у Европи (Federer, 1986) и експеримент извршен 70-тих година у САД-у (Knight, 1979). Резултати ових истраживања указују да нема јасне статистичке корелације између дејства противградне заштите засејавањем облака и смањења интензитета града. Напоменимо да ни у западној Европи нити у Сад-у тренутно не постоји овакав вид противградне заштите организован на државном нивоу.

Други начин заштите од града је постављање заштитних противградних мрежа. Ове мреже су израђене од полиетилена и спречавају зрна града да изазову механичка оштећења на биљкама. У данашњем времену, на тржишту постоји широк спектар мрежа које се међусобно разликују по величини отвора, дебљини нити од којих је изграђена и дуготрајности. Век трајања просечних мрежа се креће око 15 година тако да оне, уз

релативно ниску цену, представљају далеко сигурнији метод заштите од града него што је ослањање на државни систем упитне ефикасности. Поред изнетог, важно је напоменути да противградне мреже повољно модификују микроклиму унутар биљног склопа. Противградне мреже: 1) спречавају настајање ожеготина под дејством врло интензивног Сунчевог зрачења; 2) умањују евапотрансирацију и смањују утрошак воде на заливање, 3) разбијају крупне капи кише што поспешује усвајање падавина од стране земљишта; 4) минималне температуре ваздуха, током мразних дана, су нешто више испод мреже.

8.1.2 Методе борбе против мразева

Физичке основе настанка мраза и његове врсте детаљно су образложене у поглављу 3.4.4 тако да ћемо се у овом поглављу првенствено позабавити методама борбе против мразева који су штетни са становишта пољопривредене производње.

Осетљивост пољопривредних култура на пролећне и јесење мразеве. Степен оштећења пољопривредних култура мразом зависи од времена појаве мраза, његовог интензитета и трајања, као и од врсте и сорте, фазе развића и општег стања биљака. Пошто је пролеће период када почиње интензивно развиће биљака, појава мразева у то време представља велику опасност за поједине пољопривредне културе, а нарочито за воћке и винову лозу, које су тада знатно осетљивије на мраз него током зиме.

Код воћака су у пролеће најотпорнији још неотворени цветови, тј. цветни пупољци, док су отворени цветови већ осетљивији, а највећу осетљивост показују млади, тек заметнути плодови. Сам цвет је најосетљивији на мраз пред потпуно отварање - расцветавање, као и у време када отпадају цветни листићи и замеће се плод. Пошто је цветање већине воћака постепено, при слабијем мразу не измрзавају сви цветови одједном, изузев ако је температура толико ниска да истовремено измрзну и цветни пупољак и отворен цвет и заметнут плод. Поред интензитета, степен оштећења воћака зависи и од трајања и честине мраза. Појава мраза у току само једне ноћи у периоду цветања воћака може довести само до проређивања цветова, али ако се они јаве чешће, нарочито ако су јачег интензитета, може доћи до потпуног уништења цветова, а тиме и до изостанка приноса у тој години.

Винова лоза је такође веома осетљива у почетку вегетације. Најосетљивији су млади ластари, нарочито они дужине 4-5 cm, док су краћи или дужи нешто отпорнији. Рани јесењи мразеви могу оштетити родне пупољке и довести до ранијег губљења лишћа, због чега се смањује нагомилавање залиха шећера у вишегодишњим деловима чокота и погоршавају услови за презимљавање винове лозе.

Озими усеви, исто као и воћке и винова лоза, показују у пролеће већу осетљивост на ниске температуре него током зиме. Јаре културе су такође веома осетљиве на мраз, а најосетљивије су поједине врсте поврћа. У агрометеорологији све пољопривредне културе подељене су у пет еколошких група у односу на њихову осетљивост према мразевима: а) најотпорније - које подносе краткотрајне мразеве јачине до -7°C , -10°C у почетним фазама развића; б) отпорне - које подносе мразеве до-5°C, -8°C у почетку свога развића; в) средње отпорне - које подносе мразеве јачине до -3°C, -4°C ; г) слабо отпорне - подносе мразеве јачине до -2°C, -3°C и д) неотпорне - које могу да оштете већ слаби мразеви, интензитета само до -0,5^{o}C, -1,5^{o}C.

Генеративни органи биљака су знатно осетљивији према ниским температурама и оштећују их већ слаби, краткотрајни мразеви интензитета -1° до -2°C, док угинуће цветова настаје при мразу од -3°C, -4°C. Зрна основних зрнастих култура у фази млечне

зрелости оштећују мразеви интензитета -2°C до -4°C. У фази воштане зрелости отпорност зрна према ниским температурама се нагло повећава, а највећа је у фази пуне зрелости.

Методе борбе против мразева. За спречавање штетног утицаја пролећних и јесењих мразева, радијационог и адвективно-радијационог порекла, постоји низ метода, од најпримитивнијих, које су се примењивале вековима, до метода које користе најсавременија средства данашњице. Све ове методе темеље се на три принципа: а) конзервирање топлоте; б) додавање топлоте и в) мешање ваздуха. Избор и примена методе зависи од интензитета мраза, врсте биљке и од средстава заштите са којима се располаже.

Конзервирање топлоте. Методе заштите од мраза које се темеље на принципу конзервирања постојеће топлоте имају за циљ да се у приземном слоју ваздуха, у коме се налазе биљке осетљиве на мраз, задржи током ноћи што је могуће више топлоте коју земљиште израчује. Ту спадају следеће методе заштите: а) покривање биљака; б) замагљивање; в) задимљавање и г) прскање (орошавање).

Покривање биљака. Покривање биљака највише се користи за заштиту повртарских култура и цвећа, али и за воћњаке и винову лозу. Материјал који се за то употребљава може се поделити у три групе: а) отпадни материјал на пољопривредним газдинствима, као што су: слама, ђубре, шаша-рогоз, лишће, грање, иглице од четинара, тресет и др.; б) индустријски производи: тканине, таласасти картон, шушке од дрвета, дебљи слој новина, стакло и в) хемијски производи: порозна пена, стаклена вуна, пластичне фолије и вештачки снег.

Испитивања са различитим пластичним фолијама показала су да оне, за разлику од стакла, већим делом пропуштају дуготаласно зрачење, чиме се знатно умањује њихово заштитно дејство. Оно ће се, међутим, повећати ако се изнад биљака ставе два слоја пластичих покривача, јер тада ваздух који се налази између њих смањује губитак топлоте зрачењем. Испитивања су такође показала да већи заштитни ефекат имају фолије од поливинил-хлорида него од полиетилена.

Замагљивање. Стварање вештачке магле је такође један од начина да се смањи губитак топлоте зрачењем земљишта, а тиме смањи и опасност од појаве мраза (слика 8.1). За стварање вештачке магле могу се користити разна хемијска средства у чврстом или течном стању, као што су: амонијум-хлорид, тетрахлорид, фосфор-пентоксид и др. Хемијска средства спајају се са воденом паром у ваздуху и на тај начин стварају густу маглу, која се при мирном времену постепено слеже и доста дуго одржава изнад брањеног подручја. Хемијска средства се распршују у ваздуху разним апаратима, а за ту сврху може се користити и пољопривредна авијација.

Задимљавање. Задимљавање је најстарији и најједноставнији начин заштите, који су примењивали још стари Римљани у првом веку наше ере за заштиту винограда од мраза, а исто тако и древни житељи у Јужној Америци. Задимљавањем се изнад биљака ствара густ покривач од дима, који повећава температуру ваздуха не само тиме што спречава топлоту зрачења земљишта да одлази у слободну атмосферу, већ и зато што сама огњишта одају извесну количину топлоте. Поред тога, присуство дима омогућава кондензацију водене паре на честицама дима, што је праћено ослобађањем латентне топлоте.

Помоћу ове методе могу се са доста сигурности сузбити слаби и умерени мразеви, јачине -2°C, па и до -3°C и -4°C, али под условом да се оно спроводи правилно, на време и при тихом времену. Задимљавање је, као и замагљивање, рентабилно само када се спроводи на морфолошки уједначеном подручју, величине најмање 30 ha. Најбоље је да се ове мере спроводе, на пример, у целој долини, већој равници или висинском платоу, и то у подручјима где је опасност од појаве мраза умерена. Да би се задимљавањем постигао жељени ефекат, огњишта морају да дају густ и уједначен дим који се одржава на месту више сати, почев од тренутка паљења па до изласка сунца. Потребно је најмање

50 огњишта на 1 ha равне површине. Тада ова мера заштите има највише успеха. За прављење огњишта употребљавају се: отпаци од дрвета, влажна струготина, свеж стајњак, наквашена стара слама, суво лишће, коров, стара плева и др. На крају се огњишта прелију са мало катрана, да би се добио густ дим.

Прскање (орошавање). Најсавременији и досад најсигурнији начин одбране од мраза је заштита помоћу вештачке кише (орошавања) (слика 8.1). Суштина орошавања, као мере заштите од измрзавања биљака, је у томе што ситне водене честице које падају на биљне делове при температурама испод 0°C прелазе из течног у чврсто агрегатно стање ослобађајући латентну топлоту кондензације која подиже температуру ваздуха. Поред тога, између биљних делова и створене ледене скраме налази се танак међупростор који представља добру топлотну изолацију. Сталним кишењем на биљкама се ствара ледена пресвлака, а услед непрекидног ослобађања топлоте биљни делови задржавају стално температуру од 0 до -0,5^{o}C, чак при веома ниским температурама ваздуха.

Агрегат за вештачку кишу на заштитној површини мора да буде благовремено постављен, како би могао да се укључи у рад чим се температура при површини земљишта спусти близу 0°C. Бризгачи морају да буду за лагано кишење које распрскава воду у врло ситне делиће, са интезитетом кише 2-3 mm на сат (2-3 литра воде на квадратни метар површине), а то значи да по хектару за једну ноћ одбране треба да имамо на располагању око 500 m^3 воде.

Употреба агрегата за лагано кишење показала се у пракси као потпуно поуздани начин одбране од мраза, чак при температурама од -7°C. Нека искуства са овом методом заштите од мраза до којих се дошло у Немачкој показују да се квашењем могу и најосетљивији делови биљке заштитити од замрзавања и ако је температура ваздуха -12°C.

Лоша страна овог начина одбране је да се квашење не сме прекидати приликом престанка мраза, већ се мора продужити све дотле док се и последњи делови леда на биљкама не истопе. Наиме, при прелазу из чврстог у течно стање вода везује исту ону количину топлоте коју је при залеђивању ослободила. Ако бисмо с квашењем престали, руководећи се само позитивним температурама ваздуха, онда би биљни делови дошли у опасност од замрзавања због предавања знатне количине топлоте леду приликом отапања.

Важно је да се напомене да сигурност овог метода захтева беспрекорно функционисање агрегата за вештачку кишу. Престанак квашења од 5-10 минута, при ниским температурама, већ може да доведе до потпуног замрзавања биљака, нарочито ако је претходно квашењем већ образована заштитна ледена пресвлака преко биљних делова. У таквом случају ледена кора би се расхладила до температуре околног ваздуха, а најмање кретање ваздуха изазвало би испаравање са ледене површине. За испаравање лед би утрошио осам пута већу количину топлоте од оне коју је вода ослобађала при стварању ледене пресвлаке. Рецимо још и то да је заштита од мраза вештачком кишом изводљива само код таквих пољопривредних газдинстава где већ постоје агрегати и каналска мрежа за наводњавање.

Додавање топлоте. Загревање приземног слоја ваздуха је један од најсигурнијих начина заштите биљака од мраза. Он се највише примењује у воћарству, виноградарству и на плантажама лимуна и поморанџе (слика 8.1). Овим начином заштите температура ваздуха може да се повиси и за 2-5°C, што зависи од броја пећи и врсте горива. Ефекат загревања не зависи много од облика терена, те зато може да се успешно примењује и на равничарском и на брдовитом терену. Данас у свету постоји велики број разних типова пећи, чији облик и конструкција зависе од врсте горива и култура које се штите.

За загревање се употребљавају разне врсте горива која добро сагоревају, без много дима и чађи, и дају доста топлоте. Од течних горива користе се: сирова нафта, петролеј

и разне врсте уља која се добијају при пречишћавању нафте. Од чврстих горива могу се користити дрвени, мрки и камени угаљ, струготина од дрвета, а као најпогоднији показали су се брикети од угља, јер дају доста топлоте и равномерно сагоревају. Физички принцип на коме се заснива овај метод је једноставан и ефикасан. За време ведре и тихе ноћи долази до појаве инверзије температуре. Приликом загревања настаје конвективна циркулација, односно топао ваздух се уздиже, а на његово место долази хладнији што нарушава стабилност приземног слоја ваздуха узроковану инверзијом. Ово надаље доводи до формирања циркулације ваздуха односно до мешања горњег топлог и приземног, хладног ваздуха. До повећања температуре долази, осим тога, још и услед провођења и зрачења топлоте од пећи ка околном ваздуху.

Ваља нагласити да се бољи ефекат постиже са већим бројем мањих пећи правилно распоређених по терену него са мањим бројем великих пећи. Велике пећи стварају јаку струју топлог ваздуха, који се брзо пење кроз инверзиони слој проузрокујући "ефекат димњака". Пробијајући горњу границу инверзије, топли ваздух одлази у слободну атмосферу а на његово место долази хладан ваздух.

Број и распоред пећи зависи од облика терена, типа пећи и врсте горива, као и интензитета очекиваног мраза. На равном терену поребан је мањи број пећи постављених на једнакој удаљености једна од друге између редова воћака. На брдовитом терену, на месту где притиче хладан ваздух са виших терена, распоред пећи треба да је гушћи, исто као и при дну падине са воћњаком или виноградом, како би се загрејао хладан ваздух који се ту образује.

Мешање ваздуха. Ветар смањује могућност појаве мраза, јер услед мешања хладнијих и топлијих слојева ваздуха долази до општег повишења температуре у приземном слоју ваздуха. Тај принцип искоришћен је за спречавање појаве мраза, вештачким мешањем ваздуха помоћу специјалних уређаја (″винд - машина″) или хеликоптера. Овај метод заштите нарочито се широко примењује у Сједињеним Америчким Државама. Прва проучавања ″винд-машина″ почела су у Калифорнији, почетком двадесетих година прошлог века, и нису дала задовољавајуће резултате, али већ 1928. године конструисана је нова машина, прототип данашњих савремених ″винд-машина″. Уместо ових машина често се у потребљавају и хеликоптери који лете у ниском лету потискујући топао ваздух на доле (слика 8.1). Међутим, метод мешања ваздуха на овај начин је ефикасан само при јаким инверзијама, када је у инверзионом слоју велика разлика у температури између ниже лежећих и виших слојева. При адвективним мразевима и слабим инверзијама овај начин заштите није ефикасан. У оваквим случајевима он треба да се комбинује са загревањем.

Огледи са хеликоптерима (један хеликоптер за 40 ha) у Калифорнији показали су да лаган, низак лет хеликоптера (2-3 метра изнад врха воћака) може да повиси температуру ваздуха за 2-5°C. Температура се повећавала само 20-30 минута после хеликоптера, тако да је ради одржавања одређене температуре било потребно више прелетања (сваких 20-30 минута).

Индиректне методе. Индиректне (пасивне) методе заштите предузимају се знатно пре непосредне опасности од мраза. Под њима се не подразумева директна борба против мраза, већ спречавање или смањење штете од мраза.

У ове методе спада избор локација за одређене врсте биљака. При томе за биљке осетљиве на мраз треба изабрати оне положаје где не постоји опасност од радијационих мразева или је она минимална, док се биљке отпорније на мраз могу гајити и на местима где постоји вероватноћа појаве слабих и умерених мразева. Штете од мраза у плитким конкавним облицима терена могу се избећи сађењем високостаблашица уместо нискостаблашица, да би се они делови биљке који су осетљиви на мраз (цвет, млади заметнути плодови) што више удаљили од хладне подлоге. За гајење једногодишњих пољопривредних култура веома је значајно да се познаје просечна дужина безмразног

периода на одређеном подручју. Када се зна дужина вегетационог периода одређене културе, може се, померањем рокова сетве, избећи ризик оштећења мразом. Осим тога, овде спада и сађење касноцветних сорти воћака на местима која су чешће угрожена мразом, јер уколико воћке касно цветају, опасност од пролећних мразева је мања. Последњих година врше се експерименти да се одложи развиће цветова или других осетљивих делова биљке док не прође опасност од мраза. То се постиже прскањем одређеним хемијским супстанцама ("регулаторима развића").

Слика 8.1 Фотографије које приказују различите методе заштите од мраза.

У индиректне методе спада и правилна обрада земљишта. У време опасности од мраза земљиште не сме да се обрађује (растреса), јер се изнад таквог земљишта ствара више хладног ваздуха него изнад необрађеног. Због тога се у то време не сме одстрањивати ни коров у воћњацима и виноградима.

8.1.3 Заштита од суше

Суша је једна од најштетнијих временских појава, која у многим деловима света угрожава егзистенцију људи и наноси огромне штете разним гранама привреде. То је и био разлог због чега је она од давнина изучавана, тако да се о суши записи могу наћи још

из почетка 12. века. До појаве суше на већем пространству долази услед нарушавање нормалне циркулације атмосфере. Међутим, о физичким разлозима који доводе до аномалија у циркулацији долази услед екстратерестичких узрока и оне које промене разматрају као саморазвијајуће унутар комплекса Земља - океан - атмосфера.

Поред тога, појава и интензитет суше на мањем подручју зависи и од одређених регионалних и локалних фактора. То се пре свега односи на општи падавински режим тог подручја, односно на годишњу количину падавина, распоред и интензитет падавина у току године, затим на интензитет испаравања из земљишта и евапорациону моћ ваздуха, особине и стања земљишта и биљног покривача, ниво подземних вода и низ других фактора. У нашој земљи суша није редовна појава, мада се у источној половини земље она чешће јавља, а појављује се и у Војводини, где у појединим годинама може да траје и 2-3 месеца па и дуже. Зависно од трајања и интензитета, као и од постојећих залиха воде у земљишту, она у појединим годинама може да нанесе огромне штете не само пољопривреди већ и другим гранама привреде. У новије време, као последица климатских промена, суша се појављује и на местима којом она раније нису била обухваћена.

Дефиниција суше. Не постоји комплетна јединствена дефиниција суше, јер зависно од објекта на који се односи, она има различито значење. Углавном, она може да се подели у три групе: *метеоролошка суша* је ситуација када на великој површини настаје знатан мањак падавина у односу на нормалну вредност за одређено подручје и годишње доба. Ако дуго траје, настаје *хидролошка суша* са значајним падом нивоа воде у воденим акумулацијама, језерима, рекама, као и падом нивоа подземних вода, што погађа не само индустрију већ и пољопривреду. *Пољопривредна суша* се појављује када су у вегетационом периоду влажност земљишта и падавине недовољне да здраве биљке дођу у фазу зрења, проузрокујући оштећења биљака и увенуће. Пољопривредна суша може да постоји чак и у случају да нема метеоролошке суше, и обрнуто. На пример, кише у критичном периоду развића биљака могу довести до високих приноса чак и када је укупна количина падавина у вегетационом периоду мала. Са пољопривредне тачке гледишта суша може да се дефинише као комплексна метеоролошка појава која настаје при дужем одсуству падавина и која, услед појачаног испаравања, нарушава водни биланс биљке и доводи до дефицита влажности у активној ризосфери.

Међутим, квантитативни показатељи суше су веома различити, зависно од критеријума. Величине које саме, или у комбинацији, служе за ближе квантитативно одређивање суше јесу: падавине, температура ваздуха, влажност ваздуха, испаравање са слободне водене површине, евапотранспирација, влажност земљишта, ветар, отицање и стање биљака. Како су падавине најважнији фактор који утиче на појаву суше, то сви критеријуми укључују падавине, било саме, било у комбинацији с другим метеоролошким елементима.

Све дефиниције, односно критеријуми суше могу да се класификују у следеће групе, зависно од величина на основу којих се дефинише суша: а) падавине; б) падавине са средњом температуром ваздуха; в) падавине са средњом температуром ваздуха са додатком влажности земљишта и параметара биљке и г) климатски индекси и одређивање евапотранспирације. Избор критеријума који ће за одређено шире подручје дати најреалнију слику о трајању и интензитету суше зависи од општих климатских прилика подручја и оријентације пољопривредне производње.

Утицај суше на биљке зависи од времена појаве, трајања и интензитета суше. У агрометеорологији се разликују два типа суше: атмосферска и земљишна суша.

Атмосферска суша. Под атмосферском сушом подразумева се дужи бескишни период праћен високом температуром и ниском влажношћу ваздуха. У таквим условима надземни делови биљака интензивно губе воду транспирацијом, нарочито при високим температурама већим од 35°C, које доводе до парализе стоминог апарата. Стоме остају отворене, а биљка нагло губи воду. Како коренов систем није у стању да тако брзо

надокнади сав губитак воде, нарушава се водни биланс биљке, а ако такви услови дуже потрају, биљка увене.

Земљишна суша настаје када се услед интензивне евпотранспирације при атмосферској суши исуши најпре површински слој земљишта, а ако сушни период дуже потраје, и дубљи слојеви земљишта у којима се налазе коренови биљака. Недостатак воде у земљишту доводи и до недостатка воде у биљкама, што изазива различита оштећења.

Зависно од времена појаве, разликујемо зимске, пролећне, летње и јесење суше. *Зимска суша*, мада не утиче непосредно на биљке, поготово ако је већ образован заштитни снежни покривач, ипак на посредан начин наноси штету биљкама. Она не омогућава стварање довољне залихе зимске влаге у земљишту која је у пролеће неопходна за развиће како озимих тако и јарих усева. *Пролећна суша* одликује се релативно ниским температурама, сувим ваздухом и често јаким, хладним и сувим ветровима који исушују земљиште. Овај тип суше успорава клијање и ницање јарих култура, слаби бокорење и укорењавање биљака, доводи до образовања мањег броја класака у класу, а код озимих усева смањује број изданака у периоду бокорења. Пролећна суша штетније утиче на јаре него на озиме усеве, који већ имају добро развијен коренов систем. Међутим, при довољним залихама влаге у земљишту овај тип суше утиче незнатно на биљке. *Летња суша* се одликује ниском влажношћу ваздуха, високим температурама и великим испаравањем. Она исушује земљиште, нагло смањује прираст вегетативне масе, условљава исушивање листова и смањује фотосинтетичку активност биљака. Штетно дејство летње суше зависи од фазе развића биљака, залиха влаге у земљишту, као и од отпорности биљака на сушу. Она увек, у мањој или већој мери, смањује принос пољопривредних култура. *Јесења суша* утиче штетно на сетву, клијање и ницање озимих култура. Како у таквим условима ницање обично закашњава, то биљке улазе у зиму недовољно развијене, а отпорност таквих биљака према ниским зимским температурама је умањена. Интензитет суше се најчешће процењује према смањењу приноса, под условом да на то нису утицали други штетни фактори.

Утицај суше на биљке. Све биљке не реагују подједнако на сушу. Отпорност биљака према суши је способност биљака да се нормално развијају и дају задовољавајуће приносе у условима суше. Могло би се рећи да постоје три врсте отпорности биљака на сушу: а) избегавање суше - способност да се цео животни циклус заврши пре већег недостатка воде; б) отпорност на сушу с великом унутрашњом количином воде - способност да се преживи суша помоћу добро развијеног кореновог система или смањење транспирације и в) отпорност на сушу с малом унутрашњом количином воде за време сушног периода, али са способношћу да се регенерише и брзо развија када се влажност земљишта поново повећа.

Утицај суше је мањи на биљке с дубоким и разгранатим кореновим системом, али колико ће биљки стајати воде на располагању зависи и од врсте и физичких особина земљишта. Песковита земљишта брзо пропуштају воду, док је тешка глинаста земљишта држе јаким силама. Најбоља су иловичаста земљишта мрвичасте структуре, која имају најбоље регулисан водни режим. Већу отпорност према суши показују и биљке које при смањивању тургора лишћа затварају стоме, или их у одређено доба дана отварају, тако да је омогућен процес фотосинтезе без максималног губитка воде.

Оштећења биљака сушом су врло слична оштећењу од мраза. Наиме, у оба случаја су механичке природе, изазвана хидратацијом ћелија. Како оштећења од суше настају при много вишим температурама, изгледа да је у питању и метаболизам. Младо лишће је отпорније на сушу од старијег не само због његове осмотске вредности већ и због већег процента протеина. У ствари, пошто још нису у потпуности објашњени физиолошки процеси при оштећењу биљака сушом, постоје два прилаза овом проблему. Први, који оштећења објашњава променама у метаболизму и смањивањем протеина при фотосинтези, дисимилацији, транспирацији и процесима ферментације и други који то објашњава механичким оштећењем структуре ћелије услед наизменичног влажења и

сушења, као и променама у еластичности и вискозности протоплазме. Осим унутрашњих процеса који одређују оштећења биљака сушом, постоји и низ структурних и морфолошких промена које, зависно од врсте и биљке, одређују степен оштећења биљака сушом или њихову отпорност.

Највећа потреба биљака за водом је у касно пролеће и током лета, када је за образовање лишћа, цветова и плодова потребно много воде. Ако воде нема довољно, лишће биљака се у почетку увија да би се смањила површина са које се обавља транспирација, затим постаје меко и увело и најзад пожути. Међутим, суша не оштећује истовремено све лишће биљке. За време суше горњи листови црпе воду из доњих, старијих листова. Због тога се најпре исушују доњи листови, док горњи знатно дуже остају активни.

Мере борбе против суше. Пошто је суша веома неповољна временска појава, многобројна испитивања у свету усмерена су на то да се ублажи или спречи њен штетан утицај. Испитивања се углавном обављају у три правца: селекционо-генетички, географски и агротехнички.

Селекционо-генетичка испитивања имају за циљ да се створе сорте отпорне на сушу или оне које се лако регенеришу од последица суше, као и сорте које су врло економичне са водом која се троши на испаравање. У нашој земљи постоје институти који се баве овом врстом испитивања на основним пољопривредним културама. Као резултат њиховог рада створене су многобројне домаће сорте које су прилагођене нашим климатским условима и дају добре приносе у сушним годинама.

Географска испитивања односе се пре свега на агроклиматско рејонирање суше у односу на одређену биљку, а сходно томе на најцелисходнији распоред биљака. Испитивања овакве врсте изискују утврђивање честине, трајања и вероватноће појаве суше одређеног интензитета у оним периодима развића испитиване биљке у којима суша највише утиче на смањење приноса. На тај начин утврђује се степен угрожености сушом оних подручја где остали климатски и едафски услови омогућавају гајење одређене пољопривредне културе.

Агротехничке мере имају за циљ да повећају обезбеђеност биљака влагом зависно од природних и климатских услова подручја. Ту пре свега спадају: наводњавање, правилна обрада земљишта, ветрозаштитни шумски појасеви, задржавање снега и друго.

Наводњавање је једна од најсигурнијих и најуспешнијих мера у борби против суше. Овом мером се побољшава водни режим земљишта и у знатној мери мењају и метеоролошки услови приземног слоја ваздуха и топлотни режим земљишта. Пре свега, повећана влажност земљишта доводи до повећаног испаравања, чиме се снижава температура површинског слоја земљишта и околног ваздуха, а повећава његова влажност. На наводњаваној парцели температура ваздуха у биљном склопу је за 3-6°C нижа него на ненаводњаваној, а влажност ваздуха већа за 30-60%, што је веома важно при атмосферској суши. Највеће снижење температуре ваздуха настаје до висине од 0,5 m, мада се утицај наводњавања осећа до много већих висина, дању до 200-300 m, а ноћу до 100 m висине. Повећање влажности ваздуха осећа се до висине од 200-300 m. Ефекат наводњавања у великој мери зависи од његовог спровођења, односно од правилног одређивања рокова и норми наводњавања у односу на потребе културе за водом. То је веома значајно због економичног трошења воде, повећања плодности земљишта и добијања високих приноса.

Правилна обрада земљишта има за циљ да задржи влагу и спречи њен сувишан губитак из земљишта. Ту пре свега спада претварање неструктурних земљишта у структурна, која имају боље регулисан водни режим и много су економичнија у располагању водом. То се постиже калцификацијом (уношење калцијума) и хумификацијом (уношење хумуса). Осим тога, на таквом земљишту треба засновати нормалну ораницу мрвичасте структуре. На већ култивисаном земљишту у мере борбе против суше спадају: продубљавање оранице, борба против корова и примена правилног

плодореда, што значи да после усева који троши много воде треба да следи усев који има мање потребе за водом.

Ветрозаштитни шумски појасеви, утичу на цео комплекс метеоролошких услова на заштићеним пољима. Смањујући брзину ветра, они утичу на смањење губитка воде путем испаравања, повећавају влажност земљишта и ваздуха, а током зиме спречавају одношење снега. Према томе, ветрозаштитни шумски појасеви у знатној мери смањују штетно дејство и атмосферске и земљишне суше.

Задржавање снега је веома корисна мера у рејонима с недовољним или неуједначеним влажењем, и то нарочито у сушним годинама. Међутим, у подручјима где је земљиште у пролеће засићено влагом ова мера нема сврхе. Задржавање снега може се спровести помоћу различитих вештачких штитова и преграда, насипа од снега, ветрозаштитних шумских појасева или кулиса (уских појасева) од биљака, високостаблашица, као што су кукуруз или сунцокрет.

8.1.4 Ветрозаштитни шумски појасеви

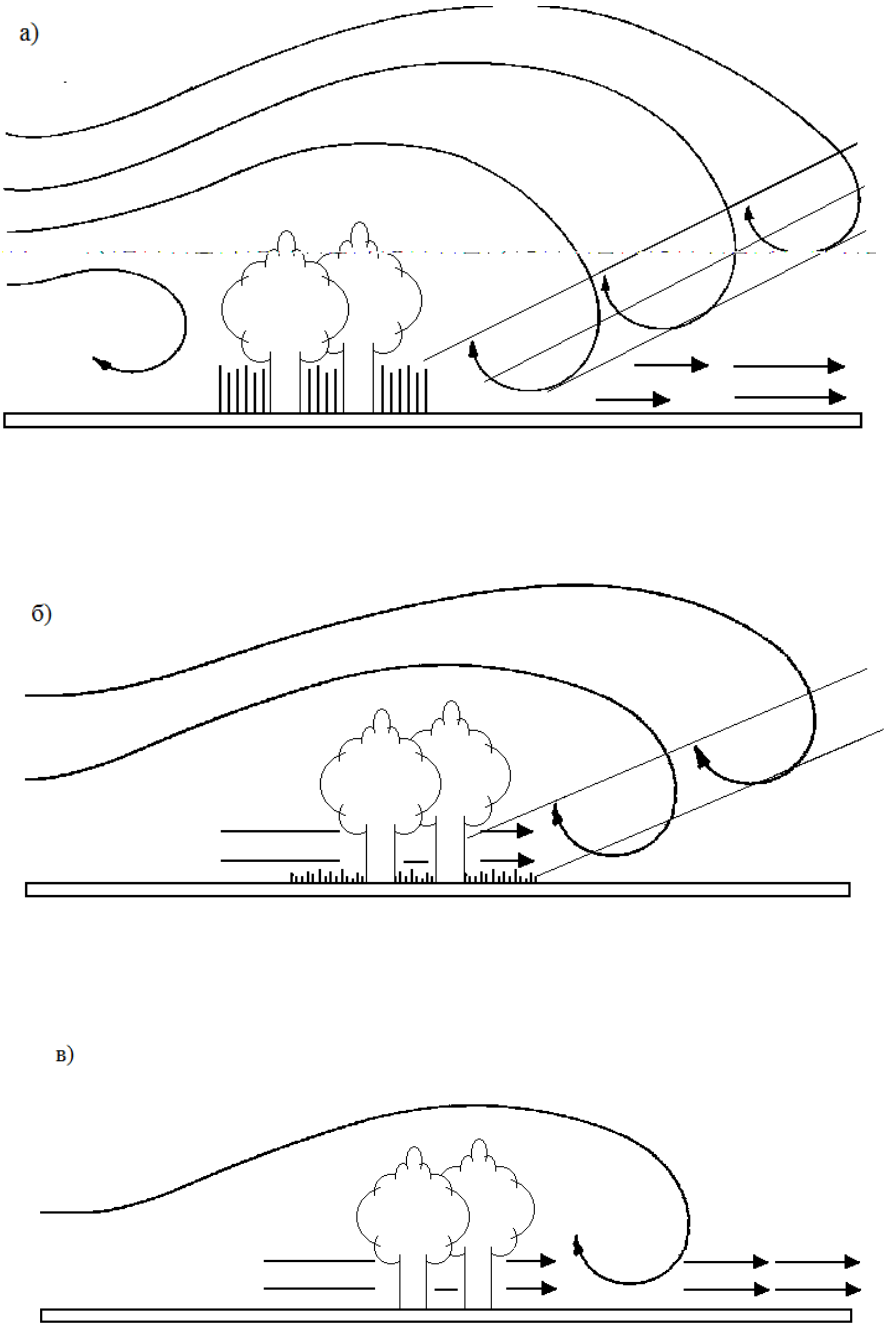
Ветар у пољопривреди има двоструки значај и то такав да му је дејство и корисно и штетно. Није тешко претпоставити да људи више пажње односно бриге усмеравају ка штетном дејству ветра. Корисно дејство ветра, пре свега, се уочава у животу биљака. Наиме, ветар мање јачине је веома користан у време њиховог цветања омогућавајући опрашивање анемофилних биљака преносећи полен с једне биљке на другу. Ветар осетно утиче на испаравање тако да у пролеће његово дејство може да допринесе да се вишак воде, по отапању снега, испари и да се тако створе услови за обављање првих пролећних радова. Већ је истакнуто да слаб ветар доприноси интензивирању појаве росе која је у појединим областима и једини извор воде за биљке. Коначно, у областима где су честине појава јаких ветрова велике, могуће је и економски оправдано коришћење његове кинетичке енергије за млинове, електростанице мање снаге и различите уређаје за наводњавање.

Негативно дејство ветра на пољопривредне културе може да буде директно и индиректно. Директне штете од ветра настају због јаког притиска на саме биљке а индиректно настају због тога што ветар повећава испаравање са земљишта и биљака. Јаки ветрови могу још у јесен неповољно да утичу на правовремено обављање радова око припреме земљишта за сетву, а могу да ометају и извођење саме сетве. Исти је случај и при пролећној сетви јарих усева. Ипак највеће штете од ветра настају током вегетационог периода када ветрови често олујни и праћени јаким кишама или градом изазивају полегање стрних жита, прелома стабљика високих ратарских култура, ломљење грана воћака, кидање и отпадање листова у винограду, итд. Заинтересоване читаоце за више детаља о степенима штете које пољопривреди наносе ветрови упућујемо на књигу Оторепечеве (Оторепец, 1991).

Ради смањења штетног дејства ветра на пољопривредне културе подижу се *ветрозаштитни шумски појасеви* или кратко *ветрозаштитни појасеви.*

Ветрозаштитно дејство шумског појаса зависи од степена и карактера његове пропустљивости за ваздушна струјања тј. од његових аеродинамичких карактеристика. Пропустљивост појаса за ваздушна струјања је одређена количином и величином отвора (шупљина) и њиховим размештајем у појасу. Ти отвори су мање или веће слободне површине неправилног облика између лишћа у крунама дрвећа, али и између стабала и жбунова у профилу појаса, а видљиви су када се појас гледа са одстојања. Отвори су размештени у појасу или равномерно по целом вертикалном профилу, или су најчешће концентрисани у приземном делу појаса. Осим пропустљивости, на аеродинамичке карактеристике ветрозаштитних појасева утичу и неке његове друге тзв. морфолошке особине као што су: висина појаса, ширина појаса и ажурност појаса. Прве две побројане

особине није потребно дефинисати док трећа захтева детаљно објашњење. Под ажурношћу ветрозаштитног шумског појаса подразумева се однос између површине отвора и укупне површине појаса у вертикалном профилу. Према наведеним основним морфолошким особинама ветрозаштитни појасеви и дрвореди могу да се поделе на три основна типа.



Слика 8.2 Струјне линије ветра код различитих типова ветрозаштитних појасева: а) непропустљиви б) ажурни и в) пропустљиви.

Непропустљив тип има круне и стабло, грмље и шибље у целом профилу. Површина отвора је мања од 5% док је ветропропустљивост међу крунама и стаблима мања од 30%. *Пропустљив тип* има потпун или делимични застор од крошњи у горњем или средњем делу профила док су при дну отвори без жбуња. Ветропропустљивост овог појаса креће се од 75%, између стабала до 30% у крошњама. *Ажурни тип* је карактеристичан по равномерном распореду отвора по целом профилу. Његова ветропропустљивост између

стабала се креће око 30% а у крунама од 30 до 75%. Ветрозаштитни појасеви у знатној мери изазивају промене у: положају струјних линија, режиму турбуленције и вертикалној размени ваздушних маса. Погледајмо како то изгледа за сваки тип појаса понаособ уз коришћење слике 8.2.

Шумски појас или дрворед је пре свега препрека струјању ваздуха. Код непропустљивог појаса (слика 8.2а) ветар пролази преко горње површине појаса већом брзином него што је имао на отвореном пољу. Ово је последица чињенице да се струјне линије сажимају због смањења површине кроз коју ваздух протиче (видети претходно поглавље). Непосредно иза појаса ствара се заветрина у којој влада затишије. У овој зони затишија долази до појаве вртлога са хоризонталном осом која је паралелна дрвореду у појасу. Они се у виду ваљака спуштају до површине земљишта што у зиму изазива издувавање снега а у лето издувавање ситних честица прашине. Серија ових хоризонталних вртлога простире се све даље од појаса у смеру ваздушног струјања при чему су они подизани на све већу висину губећи у јачини. У приземљу заветрене стране задржава се хоризонтално струјање веома слабог интензитета док на извесној удаљености од појаса вихори нестају и поље ветра добија форму коју је имало непосредно испред ветрозаштитног појаса. Код ажурног појаса (слика 8.2б) струјне линије се деле. Један део прелази преко појаса као и у претходном случају, а други део пролази кроз отворе у појасу који делују као нека врста "аеродинамичке решетке″. Овај део струјних линија које су хоризонталне, одбацује хоризонталне вихоре настале на заветреној страни, потискујући вртлоге на већу висину и не дозвољавајући им да се приближе површини земљишта у близини појаса. Овим не само да се спречава издувавање него се знатно повећава и зона дејства појаса.

Слика 8.3 Један распоред пољозштитних појасева на пољима у Холандији.

У пропустљивом појасу (слика 8.2в) део струјних линија у приземном слоју пролази између стабала већом брзином него код ажурног појаса, тако да је и одбацивање вртлога снажније, зона дејства дужа а заштита земљишта од издувавања боља.

Углавном се препоручује да се за борбу против сувих ветрова и за заштиту од еолске ерозије користе само ажурни или пропустљиви појасеви. То исто важи и за крајеве са снежним зимама, где је снег важан фактор у обезбеђивању влаге у земљишту и заштите култура од мразева. Појасеви пропустљивог типа су најбољи за подручја са јаким, изразито снежним зимама, док се ажурни појасеви више примењују у зонама где су зиме благе, али са јако израженим издувавањем земљишта (слика 8.3). Непропустљиви појасеви данас се користе само за заштиту саобраћајница од завејавања снегом или песком.

РЕГИСТАР ПОЈМОВА

Овај Регистар појмова је зами-шљен тако да читаоца усмерава према траженом појму преко ознаке главе и евентуално поглавља, а не странице. Аутори су мишљења да се тако читаоцу пружа од почетка корисна информација.

А

адвективне инверзије 3.4.7
адвективне магле 5.2.4
адвективни мраз 3.4.4
адвективно-радијациони мраз 3.4.4
адвекција 3.2.6
адијабатски процес 4.2.1
аеросоли 2.1.3
ажурни тип ветрозаштитног појасеа 8.1.4
азот 2.1.1
Ајнштајнова једначина 3.1.1
активна површина 3.3.1
активне температуре 7.1.11
албедо 3.1.8
алтокумулус 5.2.5
алтостратус 5.2.5
амплитуда годишњег хода температуре земљишта 3.3.3
амплитуда дневног хода температуре земљишта 3.3.3
антипасати 6.1.9
антициклон 6.2.6
антициклоналне инверзије (инверзије спуштања) 3.4.7
антропогени аеросоли 2.1.3
апсолутна влажност ваздуха 5.1.1
апсолутно црно тело 3.1.1
апсорпција 3.1.4
апсорпција дуготаласног зрачења у атмосфери 3.2.3
аргон 2.1.1
атмосферска појава 1.1.2
атмосферска променљива 1.1.2
атмосферска суша 8.1.3
атмосферски ”прозор” 3.2.3
атмосферски ефекат 3.2.3

атмосферско зрачење 3.2.1

Б

Бофорова скала 6.1.1

биљна клима 7.1.11
биосфера 2.1.1
боја неба 3.1.4
Брентова формула 3.2.5
брзина ветра 6.1.1
брзина светлости 3.1.1
Бугеров закон 3.1.4
бура 6.1.8

В

ваздушна струјања 6.1.1
вертикална расподела притиска и густине ваздуха 2.1.4
вертикални температурни градијент 3.4.6
ветар 6.1.1
ветар с копна 6.1.6
ветар с мора 6.1.6
ветрови падина 6.1.7
ветрозаштитни шумски појасеви 8.1.4
вештачки утицај на време 5.2.8
вештачко стварање и растурање облака 5.2.8
видљива област 3.1.1
Винов закон 3.2.1
висина снежног покривача 5.3.7
влажноадијабатски процеси 4.2.3
водени садржај облака 5.3.3
воденог садржаја магле 5.2.4
врсте фронтова 6.2.2

Г

гасови стаклене баште 3.2.3
геотермички градијент 3.3.5
геотермоизоплете 3.3.5
главни гасови у атмосфери 2.1.1
глобално зрачење 3.1.7
годишњи ход атмосферског притиска 4.1.5
годишњи ход директног сунчевог зрачења 3.1.5
годишњи ход температуре ваздуха 3.4.5
годишњи ход температуре на површини земљишта 3.3.3
гомиласти облаци 5.2.4
горски ветар 6.1.7
горско-долински ветрови 6.1.7
град 8.1.1
градске магле 5.2.4
грађа атмосфере 2.1.2
густина снежног покривача 5.3.7

Д

Далтонов закон 5.1.1, 5.1.7
дефицит засићености ваздуха 5.1.1
директно зрачење 3.1.5
директно сунчево зрачење 3.1.5
дифузно зрачење 3.1.6

дифузно расејана сунчева светлост 3.1.4
дневне ход атмосферског притиска 4.1.5
дневни и годишњи ход појединих елемената влажности ваздуха 5.1.2
дневни и годишњи ход дифузног сунчевог зрачења 3.1.6
дневни и годишњи ход температуре ваздуха у планинама 7.1.6
дневни и годишњи ход испаравања 5.1.8
дневни профил температуре ваздуха 3.4.5
дневни ход директног сунчевог зрачења 3.1.5
дневни ход падавина 5.3.5
дневни ход температуре ваздуха 3.4.5
дневни ход температуре на површини земљишта 3.3.3
долински ветар 6.1.7
дубина константне годишње температуре 3.3.4
дубина константне дневне температуре 3.3.4

Е

евапотранспирација 5.1.7
екваторијални тип годишњег хода температуре ваздуха 3.4.5
екваторијални тип падавина 5.3.5
елементи влажности ваздуха 5.1.1
емисиона способност тела 3.2.1
емпиријска формула 3.2.5
емпиријске формуле за израчунавање противзрачења атмосфере 3.2.5
ефекат стаклене баште 3.2.3
ефективно зрачење 3.2.3

З

загревање и хлађење водених басена 3.3.6
загревање и хлађење земљишта 3.3.2
западни ветрови 6.1.9
запреминска специфична топлота земљишта 3.3.2
заштита од суше 8.1.3
земљино зрачење 3.2.1
земљишна суша 8.1.3
зенитна висина 3.1.5
зимске инверзије 3.4.7

И

идеалан гас 4.1.2
изотермија 2.1.2
инверзија 3.4.7
инверзије слободне атмосфере 3.4.7
инверзије у атмосфери 3.4.7
инсолациони тип 3.3.5
интензитет емитованог зрачења 3.1.1
интензитет зрачења тачкастог извора 6.11
интензитет падавина 5.3
инфрацрвено зрачења 3.1.1
иње 5.2.3
испаравање 5.1.5
испаравање са водене површине 5.1.7
испаравање у природним условима 5.1.7

испаритељи 5.1.9

Ј
једначина стања ваздуха 4.1.2
једначина стања идеалног гаса 4.1.2
језгра кондензације (кондензациона језгра) 5.2.1
јесењи или рани мраз 8.1.2

К
кисеоник 2.1.1
кишни фактор Ланга 7.2.3
класификација климе по Кепену 7.2.2
класификације климе 7.2.1
клима 7.1.1
клима атмосфере 7.1.1
клима земљишта 7.1.1
климатологија 1.1.1
климатска рејонизација 7.2.1
климатске промене 7.1.9
климатски елементи 7.1.2
климатски индекси 7.2.3
климатски модели 7.1.10
ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.климатски модификатори 7.1.3
климатски сценарио 7.1.10
климатски чиниоци 7.1.2
коагулација 5.3.2
коефицијент влажности Иванова 7.2.3
коефицијент прозрачности 3.1.4
количина падавина 5.3
конвективни облаци 5.2.6
кондензација 5.2.1
кондензација и сублимација путем хлађења ваздуха 5.2.2
кондукција (молекуларно провођење топлоте) 3.2.6
континентални тип климе 7.1.5
Кориолисова сила 6.1.4
корона 3.1.2
кошава 6.1.8
кумулонимбус 5.2.5
кумулус 5.2.5

Л
ламинарно кретање флуида 6.1.5
латентна топлота 3.2.6
ледена киша 5.3.1
ледена крупа 5.3.1
ледени облаци 5.2.5
летње (ноћне) инверзије 3.4.7
линија фронта 6.2.2
локални ветрови 6.1.6
локални ветрови у виду термичке циркулације 6.1.6
локални ветрови условљени рељефом 6.1.7

М

магле 5.2.4
магле испаравања 5.2.4
магле мешања 5.2.4
магле мразева 5.2.4
магле падина 11.5
магле хлађења 5.2.4
Магнусове једначине 5.1.1
Мајерова формула 5.1.9
макроклима 7.1.1
максимални притисак водене паре 5.1.1
мало присутни гасови у атмосфери 2.1.3
маритимни тип климе 7.1.5
мезоклима или локална клима 7.1.1
мезосфера 2.1.2
мере борбе против суше 8.1.3
метеорологија 1.1.1
метеоролошка суша 8.1.3
метеоролошки елементи 1.1.2
метеоролошки климатски елементи 7.1.2
методе борбе против мразева 8.1.2
методе за израчунавање испаравања 5.1.9
методе вештачког изазивања и спречавања падавина 5.2.8
механизми кондензације и депозиције водене паре у атмосфери 5.2.1
мешовити облаци 5.2.5
Мијево расејање 3.1.4
микроклима 7.1.1
Миланковић Милутин (1879-1958) 1.1.4
Миланковићеви циклуси 7.1.9
молекуларно провођење топлоте 3.2.6
монсуни 6.1.9
морфологија облака 5.2.6
мраз 3.4.4

Н

наковањ 5.2.6
начини преноса енергије у атмосфери 3.2.6
незасићени и нестабилни молекули у атмосфери 2.1.3
непропустљив тип ветрозаштитног појаса 8.1.4
ниво кондензације 4.2.3
ниво трења 6.1.4
нимбостратус 5.2.6
нимбус 5.2.6

О

облачни системи фронтова 6.2.3
образовање града 5.3.4
образовање кише и снега 5.3.3
образовање крупе 5.3.4
образовање падавина у воденим облацима 5.3.3
образовање падавина у леденим облацима 5.3.3

образовање падавина у мешовитим облацима 5.3.3
одбијање сунчевог зрачења од подлоге 3.1.8
однос смеше 5.1.1
озон 2.1.1
општа циркулација атмосфере 6.1.9
организација метеоролошких осматрања 1.1.3
орографски облаци 5.2.6
осветљеност 3.1.10
осетна топлота 3.2.6
основни закони зрачења 3.1.1

П

падавине из облака 5.3
падавине које се образују при Земљиној површини 5.2.3
падавине у планинама 7.1.6
пасати 6.1.9
планине као модификатори климе 7.1.6
планине као препреке ветровима 7.1.6
планине као узроци стварања ваздушних струјања 7.1.6
Планков закон 3.1.1
Планкова константа 3.1.1
пљусковите падавине 5.3.1
поларна ваздушна маса 6.2.1
поларни тип годишњег хода температуре ваздуха 3.4.5
поледица 5.2.3
пољопривредна суша 8.1.3
потенцијална евапотранспирација 5.1.7
потенцијално испаравање 5.1.7
правац ветра 6.1.1
прехлађена вода 5.3.1
приземне инверзије 3.4.7
природни аеросоли 2.1.3
притисак водене паре 5.1.1
прогноза времена 6.2.5
пројекције климе у будућности 7.1.10
пролећни или касни мраз 3.4.4
промене температуре земљишта са дубином 3.3.5
пропустљив тип ветрозаштитног појаса 8.1.4
противзрачење атмосфере 3.2.1
процеси загревања и хлађења ваздуха 3.4.1
процеси укрупњавања облачних елемената 5.3.2
псеудоадијабатски процес 4.2.3
психрометар 5.1.1

Р

радијационе инверзије 3.4.7
радијационе магле 5.2.4
радијациони мраз 3.4.4
радиосонда 1.1.4
расејање светлости 3.1.4
расподела падавина на површини Земље 5.3.5
редукција атмосферског притиска на ниво мора 4.1.4

Рејлијев закон 3.1.4
Рејлијева конвекција 5.2.6
Рејлијево расејање 3.1.4
Рејнолдсов број 6.1.5
релативна влажност ваздуха 5.1.1
рефлексиона способност тела 3.1.8
рефлектовано зрачење 3.1.8
роса 5.2.3

С

састав атмосфере 2.1.3
селективна апсорпција 3.1.4
сеоски ветрови 6.1.6
сила градијента притиска 6.1.3
сила Земљине теже 2.1.4
сила спољашњег трења 6.1.4
сила унутрашњег трења 6.1.4
силе настале при кретању ваздуха 6.1.4
синоптичка карта 6.2.5
синоптички прогноза 6.2.5
сипеће падавине 5.3.1
слабљење сунчевог зрачења у атмосфери 3.1.4
слана 5.2.3
слаповити ветрови 6.1.8
слој константне годишње температуре 3.3.4
слој константне дневне температуре 3.3.4
слојасти облаци 5.2.6
снег 5.3.1
снежна крупа 5.3.1
снежна линија 5.3.7
снежни покривач 5.3.7
соларна константа 3.1.3
спектар електромагнетног зрачења 3.1.1
спектар сунчевог зрачења 3.1.3
специфична влажност 5.1.1
статичка стабилност атмосфере 4.2.2
стационарни фронт 6.2.3
стварна евапотранспирација 5.1.7
стварно испаравање 5.1.7
стратокумулус 5.2.6
стратопауза 2.1.2
стратосфера 2.1.2
стратус 5.2.6
стратусни облаци 5.2.6
струјне линије 8.1.4
сублимација 5.2.1
сувоадијабатски градијент 4.2.1
сувоадијабатски процеси 4.2.1
сумаглица 5.2.4
сценарио климатских промена 7.1.10

Т

таласна дужина 3.1.1
тачка росе 5.1.1
тежинска специфчна топлота земљишта 3.3.2
телурски климатски елементи 7.1.2
температура „влажног термометра“ 5.1.1
температура „сувог термометра“ 5.1.1
термици 5.2.6
термичка конвекција 3.3.6
термоклина 3.3.6
термонуклеарна фузија 3.1.2
термопауза 2.1.2
термосфера 2.1.2
течне падавине 5.3.1
топли фронт 6.2.3
топлотна проводност 3.3.2
топлотна проводност снега 7.1.8
топлотни биланс система Земља-атмосфера 3.2.7
топљење 3.2.6
топоклима 7.1.1
транспирација 5.1.7
тропопауза 2.1.2
тропосфера 2.1.2
тропски тип годишњег хода температуре ваздуха 3.4.5
тропски тип падавина 5.3.5
Туркова формула 5.1.9
турбуленција у атмосфери 6.1.5

У

узроци климатских промена 7.1.9
ултраљубичасто зрачење 3.1.1
универзална гасна константа 4.1.2
универзална гасна константа 4.1
ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.утицај планина на климу 7.1.6
утицај биљног покривача и градских услова на поједине елементе влажности ваздуха 5.1.3
утицај биљног покривача и градских услова на температуру ваздуха 3.4.3
утицај времена и климе на пораст и развиће биљака 7.1.11
утицај врсте подлоге на загревање и хлађење ваздуха 3.4.2
утицај Земљине ротације на климу 7.1.4
ERROR! BOOKMARK NOT DEFINED.Утицај језера на климу 7.1.7
утицај копна и мора на климу 7.1.5
утицај природних покривача на климу 7.1.8

Ф

факула 3.1.2
фен 4.2.4
физички докази климатских промена 7.1.9
фотометрија 3.1.10
фотометријски односи и величине 3.1.10
фотосфера 3.1.2
фронт 6.2.3
фронт оклузије 6.2.3
фронталне инверзије 3.4.7

фронталне падавине 5.3.1

Х

хало 5.2.6
хелиограф 3.1.5
хетерогена кондензација 5.2.1
хидролошка суша 8.1.3
хидростатичка једначина 4.1.3
хидротермички коефицијент Сељанинова 7.2.3
хладни фронт 6.2.3
хладни фронт другог реда 6.2.3
хладни фронт првог реда 6.2.3
хромосфера 3.1.2

Ц

центрифугална сила 6.1.4
циклон 6.1.2
цирокумулус 5.2.6
циростратус 5.2.6
цирус 5.2.6

Ш

Штефан-Болцманов закон 3.1.1
Штефан-Болцманова константа 3.1.1

КОРИШЋЕНА И НАВЕДЕНА ЛИТЕРАТУРА

Азбучни ред

Колмогоров, А.Н., 1950: К вопросу об определении козффициента температуропроводности почвы. Известия Академии Наук, Серия географическая, Том XIV, Но. 2, 97-98.

Константинов, А.Р., 1968: Испарение в природе. Ленинград, Гидрометеорологическое издательство, 532 стр.

Миланковић, М., 1997: Канон осунчавања Земље и његова примена на проблем ледених доба. Део 1. Београд, Завод за уџбенике и наставна средства, 369 стр.

Миланковић, М., 1997: Канон осунчавања Земље и његова примена на проблем ледених доба. Део 2. Београд, Завод за уџбенике и наставна средства, 369 стр. 325.

Михаиловић, Д.Т., Лалић, Б. и Аресниħ, И., 2008: Практикум из метеорологије. Нови Сад, Пољопривредни факултет, 219 стр.

Рубинштейн, Е. С., 1952: Курс климатологии (для гос. университетов и гидромет. институтов) под редакцией Е. С. Рубинштейн, ч. 1—3. Ленинград, Гидрометеоиздат.

Хриган, А.Х., 1978: Физика атмосферы. 455 стр.

Хромов, С.П., 1983: Метеорология и климатология для географических факультетов. Гидрометеоиздат, Ленинград, 455 стр.

Чирков, Ю.И., 1979: Агрометеорология. Ленинград, Гидрометеоиздат, 320 стр.

Абецедни ред

Acs, F. i Mihailović, D.T., 1983: Calcilation of soil thermal changes. Idojaras, 87, 200-205.

Arsenić, I., Mihailović D.T., and Rajković B. (2009): Contemporary numerical treatment of passive advection. In: Advances in Environmental Modeling and Measurements Eds. Mihailovic D.T. and Lalic B., Nova Science Publishers, Inc., New York.

Bednorz E. i Kolendowicz L. 2010. Daily course of the soil temperature in summer in chosen ecosystems of Słowiński National Park. *Quaestiones Geographicae* 29: 5-12.

Coulson, K.L., 1975: Solar and terrestrial radiation. New York, San Francisco, London, Academic Press, 322 str.

De Vries D.A. (1963) Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk (ed.) Physics of Plant Environment. Amsterdam, North-Holland Publishing Company

Đorđević, N., 1986: Primena meteorologije u inženjerstvu. Beograd, Prirodno- matematički fakultet Univerziteta u Beogradu i Jugoslovenski zavod za produktivnost rada, Beograd, 170 str.

Hočevar, A. i Petkovšek Z., 1977: Meteorologija . Ljubljana, Partizanska kniga, 219 str.

IPCC Fifth Assessment Report - Climate Change 2013

IPCC Third Assessment Report - Climate Change 2001

Izveštaj Radne grupe Kolegijuma direktora hidrometeoroloških zavoda, 1984: O problemima organizacije i statusa i zadacima hidrometeorološke službe Jugoslavije (II deo: Meteorološka i hidrometeorološka osmatranja u hidrometeorološkoj službi Jugoslavije). Za radnu grupu: M. Jovašević, Beograd, Savezni hidrometeorološki zavod, 99 str.

Janjić, Z. I. i Petrović, D., 1985: Organizacije i tehnologija prognoze vremena. Naučno-tehnički pregled, Vol. 35, No. 9, 41-45.

Katić, P., Đukanović, D. i Đaković, P., 1979: Klima SAP Vojvodine. Novi Sad, Poljoprivredni fakultet u Novom Sadu - OOUR Institut za ratarstvo i povrtarstvo, 237 str.

Kolić, B., 1978: Šumarska ekoklimatologija. Mikroklima šumskih staništa. Naučna knjiga, 300 str.

Krikham, D. i Powers, W.L., 1972: Advanced in soil physics. New York, Interscience, 534 str.

Lamb, H.H., 1972: Climate: present, past and future. Vol. 1: Fundamentals and climate now. London, Methuen, 613 str.

Mac Cracken, M. C., 1985: Carbon dioxide and climatic change (Background and overview). The potential climatic effects of increasing carbon dioxide, Editors: M.C. MacCracken and F. M. Luther, Washington, Unites States Department of Energy, 3-22.

Malinovic-Milicevic S., Mihailović, D.T., Lalić, B. i Dresković, N., 2013: Thermal environment and UV-B radiation indices in the Vojvodina region (Serbia). Climate Research, 57, 111–121.

Mesinger, F., i Janjić Z.I., 1989: Meteorologija (skripta za studente II godine meteorologije za predmet Meteorologija I). Beograd, Institut za meteororologiju, Fizički fakultet.

Mihailovic, D.T. i Eitzinger, J., 2007: Modelling temperatures of crop environment. Ecological Modelling, 202, 465-475.

Mihailović, D.T., Drešković, N. i Mimić, G., 2015a: Complexity analaysis of spatial distribution of preipitation: an application to Bosnia and Herzegovina. Atmospheric Research Letters, 16, 324-330.

Mihailović, D.T., Lalić, B., Drešković, N., Mimić, G., Djurdjević, V. i Jančić, M., 2015b: Climate change effects on crop yields in Serbia and related shifts of Köppen climate

zones under the SRES-A1B and SRES-A2. Intenational Journal of Climatology, 35, 3320–3334.

Mihailović, D.T., 1988: osnove meteoroloških osmatranja i obrade podataka. Novi Sad, Poljoprivredni fakultet, 219, 262 str.

Mihailović, D.T., B. Lalić, I.D. Arsenić, 1997: Merenje temperature zemljišta. U: *Metode istraživanja i određivanja fizičkih svojstava zemljišta.* Ur: DJ. Bošnjak, Jugoslovensko društvo za proučavanje zemljišta, Komisija za fiziku zemljišta, Novi Sad, str. 201-205

Mihailović, D.T., B. Lalić, I.D. Arsenić, 1997: Isparavanje iz zemljišta. U: *Metode istraživanja i određivanja fizičkih svojstava zemljišta.* Ur: DJ. Bošnjak, Jugoslovensko društvo za proučavanje zemljišta, Komisija za fiziku zemljišta, Novi Sad, str. 205-211.

Mihailović, D.T., Lalić, B., Arsenić, I., Malinović., S., 2004: "Klimatski uslovi za proizvodnju semena". In: Semenarstvo, Urednici: Milošević, M. i Malešević, M., Naučni institut za ratarstvo i povrtarstvo, Nacionalna laboratorija za ispitivanje semena, Novi Sad, 243-266.

Mihailović, D.T., Lalić, B., Arsenić, I., Malinović, 2004: "Klimatski uslovi za proizvodnju semena", poglavlje u monografiji, U: Semenarstvo, Vol. I, Ur: Milošević, M., Malešević, M., Naučni institut za ratarstvo i povrtarstvo, Novi Sad, str. 312.

Mihailović, D.T., B. Lalić, I.D. Arsenić i dr., 1996: "Opšte karakteristike opštine Bački Petrovac: Klimatske karakteristike". U: Osnova zaštite, korišćenja i uređenja poljoprivrednog zemljišta opštine Bački Petrovac (″Pilot″). Ur.: dr G. M. Antonović, Republički fond za zaštitu, korišćenje, unapređivanje i uređenje poljoprivrednog zemljišta, Beograd, str. 8-21.

Milosavljević, M., Katić, P., Stanojević, i Todorović, N., 1981: Agroklimatske zone u proizvodnji pšenice u Vojvodini.U: Zbornik radova sa naučnog skupa "Ekosistemi i mogućnost njihovog racionalnog korišćenja", Novi Sad, 1978, 85-105.

Monteith, J.L. i Unsworth, M.,1990: Principles of environmental physics. Oxford Buterrworth and Heinmann, 291 str.

Monteith, J.L., 1975: Principles of environmental physics. London, Edward Arnold, 241 str.

Munn, R.E., 1970: Biometeorological methods. New York and London, Academic Press, 336 str.

Oke, T.R. 1987: Boundary layer climates. 2nd edition, London and New York, Methuen, 435 str.

Otorepec, S., 1980: Agrometeorologija. Beograd, Nolit, 231 str.

Otorepec, S., 1991: Agrometeorologija. Naučna knjiga, 235 str.

Panofsky, H. A. i Dutton, J. A., 1984: Atmospheric turbulence: models and methods for engineering applications. New York, John Wiley & Sons, 397 str.

Radinović, Đ., 1981: Vreme i klima Jugoslavije. Beograd, Gradjevinska knjiga, 421 str.

Sellers, W.D., 1965: Physical climatology, Chicago. The University of Chicago Press, 272 str.

Stull, R., 1988: An introduction to boundary layer meteorology Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 488 str.

Weyl, P. K., 1970. Oceanography. An introduction to the marine environment. New York, John Wiley, 535 str.

WMO (world Meteorological Organization), 1972: The application of micrometeorology to agricultural problems. Geneva, WMO No. 298, 74 str.

WMO (World Meteorological Organization), 1975: Drought and agriculture. Geneva, WMO No. 392, 89 str.

WMO (World Meteorological Organization), 1978: Techniques of frost prediction and methods of frost and cold protection. Geneva, WMO No, 169 str.

WMO (World Meteorological Organization), DOCUMENTS ON WEATHER MODIFICATION Updated in the meeting of the Expert Team on Weather Modification Research Abu Dhabi, 22-24 March 2010. EXECUTIVE SUMMARY OF THE WMO STATEMENT ON WEATHER MODIFICATION

Yavorsky, B. i Detlaf, A., 1975: Hadbook of physics. Moscow, Mir Publishers Moscow, 1131 str.

Radinovic, Dj., 1989: Effectiveness of hail control in Serbia, *The Journal of Weather Modification*.

Mesinger, F., N. Mesinger, 1992: Has Hail Suppression in Eastern Yugoslavia Led to a Reduction in Frequency of Hail? *Journal of Applied Meteorology*, 31, 104-111.

B.M. Gavrilov, L. Lazić, M. Milutinović, M.M. Gavrilov, 2011: Influence of Hail Suppression on the Hail Trend in Vojvodina, Serbia, *Geographica Pannonica*, 36-41.

Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid, H. Schiesser, F. Hampel, M. Schweingruber, W. Stahel, J. Bader, J. Mezeix, N. Doras, G. Daubigny der Megreditchian adn D. Vento, 1986: Main Results of Grossversuch IV. *J. Climate Appl. Meteor*., 25, 917-957.

C. A. Knight, G. B. Foote, P.W. Summers, 1979: Results of randomized hail suppression experiment in north-east Colorado, Part IX: Overall discussion and summary in the context of physical research. *Journal of Applied Meteorology*.