



**UNIVERSITATEA „ALEXANDRU IOAN CUZA” DIN IAȘI**  
**ȘCOALA DOCTORALĂ DE GEOȘTIINȚE**  
**FACULTATEA DE GEOGRAFIE ȘI GEOLOGIE**  
**DOMENIUL: GEOGRAFIE**



**Rezumatul tezei de doctorat:**

**PARTICULARITĂȚI ALE REGIMULUI TERMIC ÎN  
TROPOSFERA SPAȚIULUI EXTRACARPATIC  
– CU ACCENT PE STRATIFICAREA TERMICĂ  
INVERSĂ**

**Coordonator științific:**

**Prof. Univ. Em. Dr. Liviu Apostol**

**Doctorand:**

**Bărcăcianu (căs. Istrate) Florentina**

**Iași, 2020**

**UNIVERSITATEA „ALEXANDRU IOAN CUZA” din IAȘI**

**Școala doctorală de geștiințe**

**Facultatea de Geografie și Geologie**

**Domeniul: Geografie**

**Domnului/Doamnei.....**

Vă facem cunoștiință că în data de 17 septembrie 2020, ora 11.00, online pe Platforma Zoom, drd. Bărcăcianu (căs. Istrate) Florentina va susține în ședință publică teza de doctorat cu titlul:

**PARTICULARITĂȚI ALE REGIMULUI TERMIC ÎN TROPOSFERA  
SPAȚIULUI EXTRACARPATIC  
– CU ACCENT PE STRATIFICAREA TERMICĂ INVERSĂ**

În vederea obținerii titlului științific de doctor în domeniul **GEOGRAFIE**

Comisia de doctorat a fost numită prin Decizia Nr. 10608/08.07.2020 a Rectoratului Universității ”Alexandru Ioan Cuza” din Iași și are următoarea componență:

**Președintele:**

**Prof. univ. dr. Adrian GROZAVU** – Decan al Facultății de Geografie și Geologie, Universitatea Alexandru Ioan Cuza din Iași

**Conducător științific:**

**Prof. univ. em. dr. Liviu APOSTOL** – Departamentul de Geografie, Facultatea de Geografie și Geologie, Universitatea Alexandru Ioan Cuza din Iași

**Referenți:**

**Prof. univ. dr. Nicoleta IONAC** – Facultatea de Geografie, Universitatea din București

**Prof. univ. dr. Habil. Liviu LEONTIE** – Facultatea de Fizică, Universitatea Alexandru Ioan Cuza din Iași

**Cercet. șt. pr. I dr. Cristian PATRICHE** – Academia Română, Filiala Iași, Centrul de Cercetări Geografice

Teza poate fi consultată la Biblioteca Facultății de Geografie și Geologie

## CUPRINS

<b>Introducere .....</b>	<b>5</b>
<b>CAP. 1. Caracteristici geografice ale arealului extracarpatic .....</b>	<b>6</b>
1.1. Așezare și limite .....	6
1.2. Caracteristici fizico-geografice .....	7
1.3. Istoricul cercetărilor .....	7
<b>CAP. 2. Baze de date și metodologie .....</b>	<b>9</b>
2.1. Baze de date .....	9
2.2. Metodologie .....	10
<b>CAP. 3. Factorii genetici ai regimului termic al troposferei .....</b>	<b>11</b>
3.1. <i>Radiația solară</i> .....	11
3.2. Circulația generală a atmosferei .....	12
3.2.1. <i>Caracteristici generale</i> .....	12
3.2.2. <i>Circulația deasupra Europei</i> .....	12
3.3. Suprafața activă subiacentă .....	13
3.3.1. <i>Relieful</i> .....	13
3.3.2. <i>Rețeaua hidrografică și Marea Neagră</i> .....	14
3.3.3. <i>Utilizarea terenului</i> .....	14
3.3.4. Componenta antropică .....	14
<b>CAP. 4. Regimul termic al troposferei spațiului extracarpatic .....</b>	<b>15</b>
4.1. Variația temperaturii în troposferă .....	15
4.2. Temperatura medie multianuală .....	15
4.3. Variația temperaturii medii anuale în troposferă .....	16
4.4. Temperatura medie lunară .....	17
4.5. Temperaturile medii extreme .....	20
4.6. Abaterea temperaturilor de la medie .....	20
4.7. Tendințe observate în regimul termic în troposferă .....	24
<b>CAP. 5. Stratificarea termică a troposferei .....</b>	<b>25</b>
5.1. Variația gradientilor termici în troposferă .....	25
5.2. Analiza inversiunilor termice din datele din radiosondaje .....	28
5.3. Inversiunile termice și umiditatea atmosferică .....	29
5.4. Parametrii cuantificabili ai inversiunilor termice .....	30

5.4.1. Frecvența măsurătorilor .....	31
5.4.2. Numărul mediu de inversiuni termice pe profil.....	32
5.4.3. Alitudinea inversiunilor termice.....	33
5.4.4. Grosimea inversiunilor termice.....	34
5.4.5. Gradientul termic vertical mediu .....	35
5.4.6. Durata inversiunilor termice.....	37
5.4.7. Intensitatea inversiunilor termice .....	38
5.4.8. Inversiuni termice cu diferite intensități .....	40
<b>Concluzii.....</b>	<b>47</b>
<b>BIBLIOGRAFIE.....</b>	<b>49</b>

Lucrarea de față are ca scop analiza *particularităților termice ale troposferei* din spațiul extracarpatic al României și cuantificarea parametrilor inversiunilor termice. În prima parte a tezei au fost tratate aspecte teoretice și metodologice iar în a doua parte au fost prezentate rezultatele, în concordanță cu obiectivele propuse.

Realizarea tezei de doctorat a fost posibilă datorită oamenilor care m-au sprijinit și ajutat de-a lungul timpului. Pe această cale doresc să le adresez mulțumiri tuturor celor care m-au susținut, direct sau indirect, în conturarea și finalizarea acestui demers științific.

Pe parcursul efectuării acestei lucrări am avut sprijin permanent din partea *domnului profesor univ. em. dr. Liviu Apostol*, conducătorul științific al tezei mele de doctorat, căruia îi aduc pe această cale cele mai sincere mulțumiri pentru îndrumarea activității mele științifice. Îi mulțumesc pentru răbdare, sprijin, încredere și pentru suportul moral oferit.

Mulțumesc membrilor comisiei de îndrumare pentru sugestiile și ideile care mi-au fost de un real folos în acest demers: *domnului profesor univ. dr. Haidu Ionel* (Universitățile de Lorraine, Metz, Franța), *domnului profesor univ. dr. habil. Liviu Leontie* (Facultatea de Fizică, Universitatea Alexandru Ioan Cuza, Iași) și *domnului lector dr. Ursu Adrian* (Facultatea de Geografie, Universitatea Alexandru Ioan Cuza Iași)

Pentru susținerea necondiționată din debutul științific și până în prezent, pentru rigurozitatea și exigența științifică manifestată de-a lungul timpului îi mulțumesc *domnului conf. dr. Sfică Lucian*.

O mare parte a lucrării a fost posibilă datorită infrastructurii tehnice din laboratorul de Geomatică CERNESIM și pe această cale îi adresez mulțumiri și recunoștință doamnei *conf. dr.ing. Breabăn Iuliana Gabriela*.

Mulțumiri pentru informațiile prețioase și pentru direcționarea tehnică în domeniul aerologie *domnului Gelu Bojariu* (Observatorul de Fizica Atmosferei, București-Afumați)

Țin să le mulțumesc special colegilor și prietenilor care au adus un aport deosebit în realizarea acestei lucrări: *drd. Iulian Iordache* și *meteorolog dr. Ilie Nicolae* pentru ajutorul acordat în prelucrarea și procesarea datelor, *asist. dr. Pavel Ichim* pentru colaborarea științifică.

Mulțumiri speciale *dr. Gabriela-Adina Moroșanu* (Academia Română, Institutul de Geografie) și *dr. Mădălina Paiu* pentru colaborare, susținere și prietenie.

Recunoștință și mulțumiri aduc familiei pentru realul sprijin oferit iar în mod deosebit soțului și fiicei mele pentru susținerea, înțelegerea și liniștea pe care mi-au acordat-o în anii de studiu.

# CAPITOLUL 1.

## CARACTERISTICI GEOGRAFICE ALE AREALULUI EXTRACARPATIC

Regimul termic și fenomenul de stratificare termică inversă analizate în acest studiu sunt influențate de caracteristicile suprafeței terestre cu particularitățile sale fizico-geografice în straturile inferioare și de caracteristicile aerului troposferic, pe fondul particularităților radiative.

Cercetarea de față vizează două direcții majore, *una orizontală* ce cuprinde arealul extracarpatic și *una verticală* ce se întinde pe toată grosimea troposferei. *Temporal*, lucrarea se desfășoară pe două perioade, respectiv lunile ianuarie ale intervalului 1973–2016 pentru analiza inversiunilor termice și o perioadă de 37 de ani, cuprinsă între 1979–2016.

### 1.1. Așezare și limite

În studiile climatologice stabilirea și impunerea limitelor este dificil de realizat, masele de aer fiind în continuă mișcare și transformare. Condițiile atmosferice și particularitățile termice specifice arealului extracarpatic la care facem referire (fig. 1.1), nu se opresc la granițele convenționale sau la conturul pixelilor de reanaliză utilizați. În straturile joase troposferice condițiile climatice sunt nuanțate în funcție de influența suprafeței active iar în altitudine acestea se omogenizează fiind valabile pe un spațiu extracarpatic extins în sud până la lanțul munților Balcani, în nord până la latitudini de  $50^{\circ}$ , iar spre est până la valea Niprului.

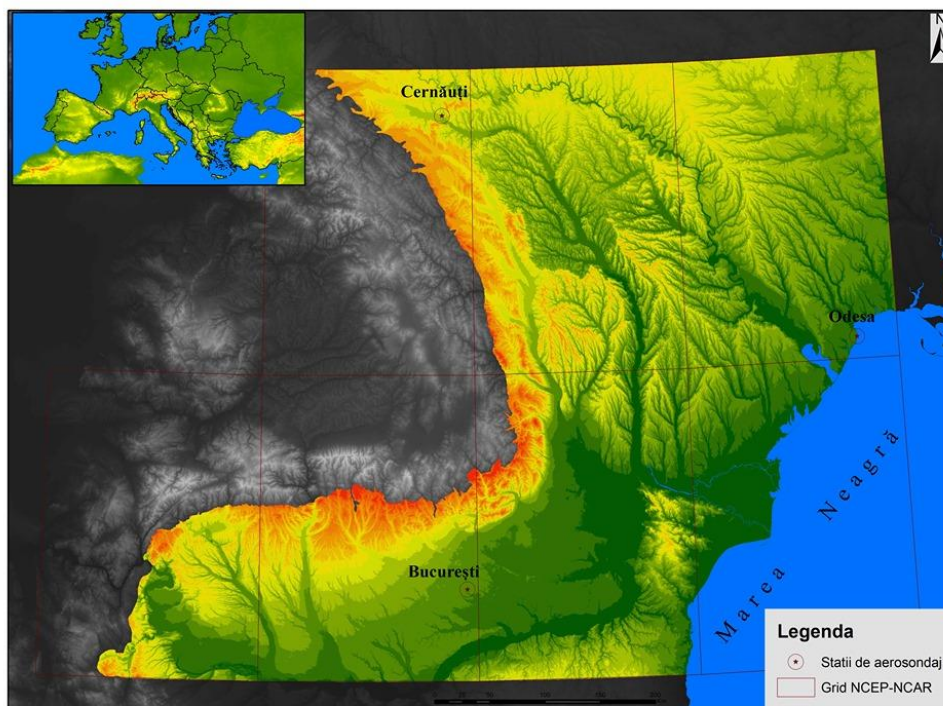


Fig. 1.1. Delimitarea spațiului extracarpatic ca zonă de studiu

Carpații împart teritoriul României în două areale cu diferențieri climatice deosebite (Apostol și Sfică, 2013, Croitoru et al., 2012), spațiul intracarpatic cu influențe vestice, oceanice și cel extracarpatic cu influențe continentale, excesive, în est și sud, ce se atenuează spre sud-vest prin pătrunderea maselor de aer subtropicale submediteraneene. În extremitatea sud-estică, efectul moderator al Mării Negre imprimă influențe pontice pe o fâșie cu lățime de aproximativ 20 – 30 km în lungul țărmului.

*Pe verticală*, troposfera împreună cu tropopauza și o parte din stratosfera inferioară reprezintă extinderea spațială verticală a spațiului de studiu.

## **1.2. Caracteristici fizico-geografice**

Caracteristicile fizico-geografice ale spațiului situat la exteriorul lanțului carpatic sunt relativ omogene, acesta comportându-se ca o depresiune majoră situată la exteriorul Carpaților, denumită *căldare* (Bălescu și Beșleagă, 1962) sau *chiuvetă* (Bordei, 2008) carpato-balcanică.

Spațiul cercetat cuprinde marile unități fizico-geografice: Subcarpații Moldovei, Curburii și Getici, Podișul Moldovei, Podișul Getic, Podișul Mehedinți și Podișul Dobrogei, Câmpia Română, Lunca și Delta Dunării. Morfologic și morfometric relieful arealului extracarpatic se aseamănă cu un spațiu închis, depresionar, cu altitudini medii de 200-300m.

## **1.3. Istoricul cercetărilor**

*Arealul extracarpatic* analizat în această lucrare reflectă schimbări pe termen lung și mediu în toate anotimpurile, cu o tendință accentuată de creștere a temperaturilor. Troposfera emisferei nordice a avut în ultimul secol o creștere a temperaturii de 0,4 °C/100m, nivelul tropopauzei a crescut în altitudine, iar troposfera s-a încălzit cu +0,7 °C (Philandras et al., 2013). Climatul a devenit mai cald (Spinoni et al., 2014), ariditatea s-a extins și intensificat (Păltineanu et al., 2007, 2009; Croitoru et al., 2013; Prăvălie, 2013), iar temperaturile extreme maxime și minime au suferit modificări importante.

Circulația din atmosfera liberă a fost studiată în 1958 de C. Donciu. Ulterior analiza elementelor și fenomenelor meteo-climatice termice este surprinsă în studii ce vizează regimul termic în altitudine (Cristodor et al., 1960), gradientii termici și manifestarea inversiunilor termice sub 250 m (Darie et al., 1965), profiluri termice pe verticală (Miloș, 1984, 1986), anomalii termice din troposferă (Mareș et al., 1985).

*Stratificarea termică* reprezintă un interes major în toate regiunile Globului. Pe lângă poluare, ca efect principal și cu influență directă asupra activității umane (Mihai, 1979, Wendler și Nicpon, 1975, Bowling, 1986), inversiunile termice inhibă mișcarea verticală și împrăștierea (Palmen și Newton, 1969; Thomas și Wilson, 1987), acționează ca un capac asupra convecției intense (Nodzu et al., 2006), influențează variația umidității (Bărcăcianu et al., 2016) și formarea norilor. Troposfera inferioară deține recordul valorilor superioare ale frecvenței inversiunilor termice (Ross și Elliott, 1996), maximul fiind plasat în jurul altitudinii de 3000 m (geopotentialului absolut de 700 hPa) (Peixoto și Oort, 1996).

În arealul extacarpatic, barajul orografic al Carpaților permite acumularea aerului rece și dens în ariile joase situate la periferia acestuia (Struțu și Mihăilă, 1967, Bogdan, 1978, Frimescu și Georgescu, 1983, Bordei și Bordei, 2008 și Bărcăcianu et al., 2015). Manifestarea acestora implică apariția ceții, a norilor stratiformi (Apostol și Sfică, 2008), ce determină scăderea vizibilității, cu impact deosebit asupra siguranței transporturilor aeriene (Machidon et al., 2014), gradul de risc fiind mai mare în sezonul rece (Bogdan și Niculescu, 1999).

Rezultatele studiului de față au fost comparate cu cele publicate pe plan internațional. Astfel, inversiunile termice au fost studiate în regiunile polare de Connolley, 1996; Andreas et al., 2000; Kahl 1990; Hartmann și Wendler 2005; Bourne et al., 2010; Zhang et al., 2011. Pentru Statele Unite ale Americii reprezentative sunt studiile realizate de Iacobellis et al., 2010 și Zhang et al., 2011, pentru subcontinentul indian și China– de Iyer și Nagar 2011; Zheming și Kang, 2014; Li et al., 2012, în regiunile latitudinilor medii, de Seidal et al., 2010 etc. În analiza datelor de reanaliză NCEP/NCAR și radiosondaj se face apel la diferite metode, fiind evidențiate tendințele în evoluția acestora (Curtis et al., 2003; Zhang et al., 2011), se grupează în funcție de altitudinea la care se depistează (Kahl, 1990) și se calculează parametrii măsurabili precum frecvența, grosime, gradient termic mediu (Hartman și Wendler 2005; Seidel et al., 2010; Styhal et al., 2017). Pentru România sunt menționate mai jos publicațiile în care sunt analizate inversiunile termice. În ariile depresionare montane, în special în cele închise, ca și în culoarele de vale cu deschidere spre est, la incidența Anticiclonului euro-siberian, se produc cele mai intense inversiuni termice (Apăvăloae et al, 1990, 1995; Apostol, 2004; Bogdan, Niculescu, 2004; Clima României, 2008). În unele cazuri, cum este cel al Depresiunii Dornelor, inversiunile termice pot fi evidențiate și prin media lunii ianuarie (Apăvăloae și Apostol, 1984; Apostol, 1990).



## CAPITOLUL 2.

### BAZE DE DATE ȘI METODOLOGIE

#### 2.1. Baze de date

Pentru atingerea obiectivelor studiului de față s-au folosit două tipuri de date: de reanaliză, NCEP/NCAR pentru variația temperaturilor în troposferă și datele de radiosondaj pentru analiza stratificării termice din atmosfera liberă.

**Datele de reanaliză NCEP/NCAR** (Kalnay et. al., 1996), au fost descărcate de pe National Center of Environmental Prediction (de la NOAA), disponibile online la <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Suprafața României este acoperită de 6 pixeli conform figurii 2.3, cu rezoluția spațială orizontală de 2,50 x 2,50 °lat/long.

Perioada analizată 1979–2016 cuprinde valori ale temperaturilor de la 00 UTC și 12 UTC calculate pentru suprafețele de geopotențial standard 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 200 și 100 hPa. Această perioadă coincide cu intervalul în care s-au produs schimbări climatice recente, iar rezultatele sunt relevante pentru contextul climatic actual.

**Datele de radiosondaj** sunt transmise în flux internațional și au fost recepționate de pe <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. S-au descărcat sondaje efectuate la stațiile Cernăuți, București și Odesa, fiind cele mai reprezentative pentru analiza stratificării termice în troposfera arealului extracarpatic. S-a analizat stratificarea termică inversă din lunile ianuarie ale intervalului 2013–2016 prin prelucrarea sondajelor realizate la 00 UTC și 12 UTC distribuite astfel: 1450 sondaje la Cernăuți, 2256 la București și 1486 pentru stația Odesa.

Stațiile aerologice și pixelii de reanaliză (fig. 2.1) sunt poziționați în contexte fizico-geografice diferite:

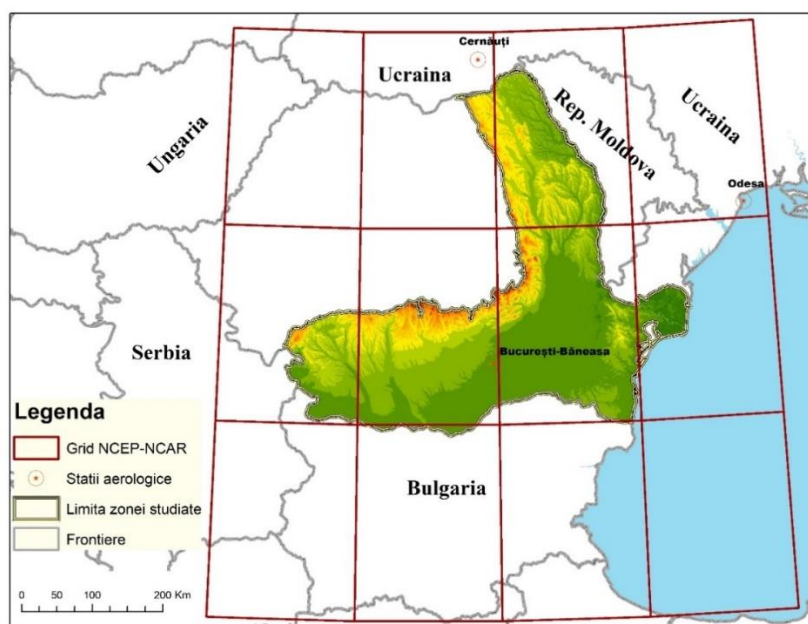


Fig. 2.1. Localizarea stațiilor aerologice și a pixelilor NCEP/NCAR pentru spațiul extracarpatic

## 2.2. Metodologie

Cercetarea climatică efectuată în perioada 1973–2016 s-a realizat prin folosirea de date numerice și raster.

*Programele* utilizate pentru extragerea datelor și spațializarea informațiilor au fost CDO (Climate Data Operators), softul RStudio, Microsoft Excel, cu extensiile NumXL și XLSTAT, respectiv ARC Maps 10.2 și TNT Mips 6.9.

Pentru realizarea *materialelor cartografice* s-au utilizat straturi vectoriale și date în format raster din diferite surse accesibile atât prin intermediul unor interfețe grafice cât și direct prin FTP (file transfer protocol).

Prelucrarea datelor NCEP/NCAR a avut ca finalitate o bază de date continuă pentru nivelurile standard cuprinse între 1000 hPa și 100 hPa, cu valori medii zilnice ale temperaturilor. Ulterior au fost calculați *indicii statistici climatologici* - media lunară, media anuală și media multianuală, abateri de la valorile medii, diferențe termice, percentile 90 și 10, frecvențe calculate pentru fiecare nivel selectat și reprezentate comparativ pentru troposfera inferioară, medie și superioară ca și pentru tropopauză și stratosfera inferioară. Includerea ultimelor două straturi, al căror studiu nu se numără printre obiectivele studiului de față, s-a realizat datorită altitudinii variabile a tropopauzei.

Din totalitatea radiosondajelor s-au extras și numerotat straturile cu gradienti negativi din toată grosimea troposferei, straturi clasificate pe zile și ore, după care au fost extrase informații despre baza și vârful inversiunii, grosime, temperaturile maximă și minimă, concretizate în amplitudinea de variație sau saltul termic și gradientul mediu, calculat pentru toată grosimea stratului de inversiune.

## CAPITOLUL 3.

### FACTORII GENETICI AI REGIMULUI TERMIC AL TROPOSFEREI

#### **3.1. Radiația solară**

La suprafața terestră distribuția energetică a radiației solare este modificată față de limita superioară a atmosferei. Intensitatea și compoziția spectrală se modifică la trecerea în atmosfera terestră datorită distanței zenitale și proceselor de absorbție și difuzie determinate de moleculele componentelor gazoase, de vaporii de apă, hidrometeori și aerosolul atmosferic.

Între Pământ și atmosferă se formează un flux continuu și dens de radiație; radiația captată în stratul inferior al atmosferei duce la încălzirea acestuia. Atmosfera inferioară este penetrabilă pentru radiația solară cu lungime de undă mică, dinspre Soare spre Pământ, însă este o capcană pentru fluxul radiative care se deplasează dinspre Pământ și straturile inferioare ale atmosferei spre cosmos.

Regimul termic al straturilor din atmosfera inferioară a Pământului este influențat în principal, de convecție - advecție în troposferă și de radiație în stratosferă. Astfel, în stratosferă stabilitatea este mare, ozonul înregistrează concentrații maxime, vaporii de apă sunt prezenți în cantități infime, iar temperatura crește cu altitudinea. În troposferă concentrația vaporilor de apă este mare, cantitatea de ozon este redusă, temperatura descrește cu altitudinea, iar activitatea convectivă este puternică. Chiar dacă stratosfera și troposfera au caracteristici diferite, schimbările care apar sunt strâns legate între ele (Goody, 1989).

Absorbția radiației solare este o sursă de energie în atmosferă și poate afecta condițiile atmosferice locale, contribuind la aspectul vremii. Radiația solară care pătrunde în atmosferă se întoarce în spațiu din sistemul Pământ – atmosferă în două moduri, reflexie și emisie. La limita superioară a atmosferei 30 % este reflectată și 70 % absorbită și împrăștiată.

Toate gazele sunt responsabile de procesele de absorbție și împrăștiere, însă cele mai importante sunt: CO<sub>2</sub>, vaporii de apă și ozonul. Absorbția ozonului se realizează preponderent în benzile UV și vizibil, în timp ce vaporii de apă și CO<sub>2</sub> au o bandă de absorbție în regiunile spectrale IR apropiat și roșu. Cea mai mare parte din radiația UV este absorbită de ozon și azot iar cei mai importanți absorbanți în IR sunt vaporii de apă și CO<sub>2</sub>.

Atenuarea radiației solare se produce datorită diferitelor componente atmosferice: molecule de aer, gaze, aerosoli, vaporii de apă, particule de nor și cristale de gheață. Concentrațiile variabile ale acestor componente pot influența regimul termic al troposferei inferioare (Dobson et al., 1946), însă la latitudini temperate se menține un echilibru termic prin încălzirea cu dioxid de carbon și răcirea prin procese de evapotranspirație. Captarea radiației terestre de către gazele atmosferice este un proces caracteristic denumit *efect de seră*. Creșterea cantității de CO<sub>2</sub> și a altor gaze cu efect de seră din troposferă a dus la amplificarea acestui proces, respectiv la creșterea temperaturii medii globale, numeroase studii științifice confirmând acest adevăr (Solomon et al., 2009).

## **3.2. Circulația generală a atmosferei**

Circulația organizată a particulelor de aer reprezintă factorul climatic cu importanță majoră în cazul studiului de față, influențând regimul tuturor elementelor climatice din troposfera arealului extracarpatic.

### ***3.2.1. Caracteristici generale***

Clima latitudinilor temperate este caracterizată de condiții meteorologice variabile date de succesiunea rapidă a ciclonilor și anticiclonilor. Vânturile de vest domină troposfera pe întreaga grosime, cu o frecvență ce crește direct proporțional cu scăderea influenței suprafeței active (Apostol și Bărcăcianu, 2014). Creșterea frecvenței și vitezei din direcția vest duce la conturarea curenților jet, care dirijează circulația atmosferică din troposfera înaltă (Ștefan, 2004). În această zonă de tranziție curentul jet este mai instabil decât cel al regiunilor subtropicale și determină meandrarea puternică ce afectează circulația la nivelul troposferei înalte și al tropopauzei.

### ***3.2.2. Circulația deasupra Europei***

În zona temperată a emisferei nordice dinamica aerului este caracterizată prin complexitate mare, efect al variației mari a factorilor fizico-geografici.

Principalii centri barici îndeplinesc rolul de regulator al circulației generale atmosferice, sunt persistenți, stabili și înalți apar la toate nivelurile barice din atmosfera liberă și nu sunt distruși de activitatea frontală planetară. Ei sunt adânci, intensi, cvasistaționari, cu extensiune spațială mare.

Activitatea ciclonilor și anticiclonilor determină apariția anumitor tipuri de circulație cu caracteristici distincte.

*Circulația vestică* corespunde cu circulația zonală a latitudinilor temperate, exprimată prin vânturile de vest. Frecvența sa este facilitată de transportul vestic caracteristic zonelor temperate, care se desfășoară ondulatoriu conform cu undele Rossby, influențând curenții jet. Este determinată de un câmp anticiclonal în sudul continentului și regiuni de presiune scăzută în nord, asociate ciclonilor sau familiilor de cicloni atlantici.

Rezultate asupra direcției vestice și a celor adiacente din troposfera României s-au publicat în lucrarea științifică: *Circulation in the troposphere over Europe between 40 and 55 degree North latitude, with special focus on the western direction* (Apostol, Bărcăcianu, 2014). Pe întreaga grosime a troposferei inferioare valorile sunt mai mici decât cele calculate de Topor și Stoica, de 45 %. Acestea înregistrează o frecvență medie în nordul Europei de 40 – 45 % iar în sudul continentului, 25 – 37 %. Pe verticală, frecvența direcției vestice crește peste 45 %, troposfera medie înregistrând valori cuprinse între 45 – 60 %, iar cea înaltă și tropopauza între 60 – 80 %.

*Circulația polară* determină în aria extracarpatică studiată scăderi de temperatură și anomalii termice negative pronunțate în toate anotimpurile, nebulozitatea crește, iar precipitațiile sunt bogate, fiind mai ales sub formă de aversă. Iarna se pot înregistra temperaturi minime de sub  $-20^{\circ}\text{C}$ .

*Circulația tropicală* asigură transferul termic între zonele tropicale, cu exces spre cele polare cu deficit de căldură. Masele de aer transportate sunt de origine tropicală, atât maritime, din bazinul Mării Mediterane cât și continentale, din nordul Africii producând anomalii termice pozitive (Clima României, 2008).

*Circulația de blocare* se produce atunci când centrul Europei este traversat de o axă de presiune mare, în România este blocat accesul ciclonilor nord atlantici aceștia fiind deviați spre nordul și nord-estul continentului european; situația de blocaj este prezentă și în cazul ciclonilor mediteraneeni. Iarna, vremea este închisă și umedă și cu precipitații reduse, iar vara vremea este frumoasă, cu mai mult cer senin, călduroasă și secetoasă. Frecvența medie anuală este de 10 % (Clima R.P. România, vol I, 1962; Clima României, 2008).

Stabilitatea atmosferică are frecvența cea mai mare în cazul circulațiilor estice. În aceste situații are loc o transformare a maselor de aer în situu, în aria extracarpatică. Acest tip de circulație denumit anticiclonal (Sfică, 2015) este caracterizat prin calm atmosferic, temperaturi asociate regimului radiativ și precipitații puține. În sud-estul Europei domină regimul anticiclonal, centrat frecvent pe teritoriul României, iar gradientul baric orizontal nu permite advecției. Iarna se produc fenomene precum ceața, uneori cu depuneri de chiciură, nebulozitate stratiformă, iar amplitudinile termice sunt reduse.

### **3.3. Suprafața activă subiacentă**

Suprafața activă subiacentă este unul din factorii genetici cu influență majoră în straturile inferioare atmosferice. În cazul arealului extracarpatic aceasta este constituită din suprafața terestră cu toate elementele sale ce pot genera modificări climatice.

#### **3.3.1. Relieful**

*Altitudinea* prezintă în arealul extracarpatic un ecart altitudinal de aproximativ 1000 de m, temperatura medie anuală scăzând de la  $11^{\circ}\text{C}$  în sud, în Lunca Dunării la  $6^{\circ}\text{C}$  pe culmile înalte ale Subcarpaților, scădere conformă cu valoarea gradientului mediu vertical, de  $0,57^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  (Clima României, 2008).

*Forma reliefului și extinderea* arealului extracarpatic permite conturarea trăsăturilor climatice regionale.

*Orientarea și înclinarea pantelor* modifică bilanțul radiativ diversificând cantitățile de energie receptate în raport cu unghiul de incidență al razelor solare.

*Dispunerea lanțurilor montane și interfluviilor* în raport cu direcția de înaintare a maselor de aer poate produce diferențieri majore în teritoriu, termice și pluviometrice, precum și modificări ale tuturor elementelor și fenomenelor climatice. Astfel, lanțul carpatic prezintă un baraj orografic important pentru teritoriul României. Pe lângă impunerea etajării climatice,

acesta creează diferențe între vest și centru și arealul extracarpatic din est, sud-est și sud, barează masele de aer rece, continental, care se instalează la exteriorul acestora și împiedică sau îngreunează trecerea maselor de aer umed, oceanic, peste crestele munților, în zona de Curbură provocând manifestarea foehnului termodinamic carpatic.

### ***3.3.2. Rețeaua hidrografică și Marea Neagră***

Arealul extracarpatic prezintă o rețea hidrologică complexă, compusă din ape subterane, de adâncime și de suprafață, care însă acționează doar la nivel de microclimat, cu excepția influenței majore a Mării Negre. Aceasta se comportă în sezonul rece ca o barieră termică, influențând direcția advecțiilor maselor de aer în arealul studiat, iar la nivel regional unde se manifestă influențele determinate de aceasta și pe litoral, se modifică numărul de zile cu temperaturi specifice și cu fenomene meteo-climatice asociate.

### ***3.3.3. Utilizarea terenului***

Utilizarea terenurilor în spațiul extracarpatic cuprinde diferite folosințe determinate de însușirile reliefului, de gradul de poluare și de favorabilitatea pedoclimatică. La rândul ei, utilizarea terenurilor determină caracteristici ale climatului în straturile inferioare ale troposferei, modificând elementele climatice prin alterarea atributului de suprafață activă subiacentă, generând de regulă topoclimate. Cele mai importante utilizări care determină modificări topoclimatice sunt vegetația, suprafețele agricole și componenta antropică.

### ***3.3.4. Componenta antropică***

Activitățile antropice reprezintă surse de impurificare a aerului ce duc la creșterea numărului nucleelor de condensare și la modificări asupra parametrilor precipitațiilor, la formarea pâclei greu de dislocat în cele mai multe cazuri. Modificarea parametrilor fizico-chimici ai aerului în straturile inferioare ale atmosferei are consecințe climatice dar și biologice, acționând asupra calității vieții.

În aria extracarpatică studiată, perimetrele localităților sunt dispersate în teritoriu influențând climatul la nivel local. Orașele generează topoclimate urbane în funcție de mărimea, forma și raportul de înălțime al clădirilor corelat cu circulația generală a atmosferei. Cele mai importante orașe din arealul extracarpatic sunt: București, Iași, Craiova, Galați, Brăila, Constanța, Bacău și Suceava. Studii climatice privind influenței orașului asupra climei s-au realizat de exemplu în cazul orașelor București (Cheval și Dumitrescu, 2009, 2014), în Iași (Alexe, 2012; Sfică et al., 2018), Cluj-Napoca (Herbel et al., 2017), Craiova (Udristioiu et al., 2017). Temperatura medie anuală a aerului variază între centrul orașelor și periferie cu 1,5 °C în cazul Bucureștiului cu 0,8 °C în cazul Iașului și cu 2 °C în cazul Craiovei.

## **CAPITOLUL 4.**

### **REGIMUL TERMIC**

#### **AL TROPOSFEREI SPAȚIULUI EXTRACARPATIC**

Manifestările vremii pot fi definite ca fluctuații ale elementelor climatice în raport cu starea medie, înregistrate la un anumit moment. Schimbările climatice se traduc prin modificări ale mediei și ale tuturor parametrilor statistici corespondenți.

#### **4.1. Variația temperaturii în troposferă**

*La nivel global*, schimbarea climatică este unanim acceptată de comunitatea științifică internațională și reprezintă un subiect de importanță actuală în cercetarea climatică. Spațial și temporal, regimul termic al aerului și al parametrilor fenomenelor meteoclimatice extreme asociate variază pe fondul unei încălziri sesizate încă din doua jumătate a secolului XIX.

Din 1880 și până în prezent temperatura medie globală a crescut cu 0,85 °C, tendința crescătoare cea mai accentuată înregistrându-se în ultimele două decenii conform raportului IPCC din 2014.

Pentru *aria continentală europeană* temperaturile medii anuale înregistrează în intervalul o creștere, cu excepția unor areale din sud-estul continentului.

Situația medie a regimului termic în *arealul extracarpatic* analizat în această lucrare reflectă schimbări pe termen lung și mediu în toate anotimpurile, cu o tendință accentuată de creștere a temperaturilor, mai ales iarna (Bîrsan et al., 2018).

Rezultatele indică unanim o încălzire puternică în Emisfera Nordică (Agudelo et al., 2004), valorile cele mai mari fiind calculate pentru straturile inferioare ale troposferei (Santer et al., 2005). Concomitent cu încălzirea troposferică se înregistrează o răcire a stratosferei inferioare.

#### **4.2. Temperatura medie multianuală**

Distribuția temperaturilor medii în troposfera inferioară conform reflectă scăderea temperaturii pe verticală și pe orizontală, de la nord la sud.

Variația temperaturii medii anuale în troposfera arealului extracarpatic înregistrează o scădere a acesteia odată cu creșterea altitudinii de la 9,7 °C la 1000 hPa la – 56,4 °C la 200 hPa deasupra regiunii Cernăuți, la sudul arealului, deasupra regiunii București de la 11,1 °C la 1000 hPa la –56,2 °C la 200 hPa, iar deasupra regiunii Cernăuți de la 11,2 °C la 1000 hPa la –55,9 °C.

Diferența de latitudine pe care este desfășurat arealul extracarpatic se reflectă în diferențele de temperaturi medii anuale înregistrate între regiunea Cernăuți, situată în nord și regiunile sudice, București și Odesa. Amplitudinea variației scade de la sol spre straturile superioare ale troposferei, de la 1,5 °C la 1000 hPa la 0,5 °C la 200 hPa. Variațiile mici de la nivelurile superioare sunt cauzate de variația tropopauzei, care prezintă izotermii și inversiuni.

În stratosfera inferioară, la 100 hPa valorile înregistrate sunt  $-57,5^{\circ}\text{C}$  deasupra regiunii Cernăuți și  $-58,2^{\circ}\text{C}$  în sudul regiunii.

### 4.3. Variația temperaturii medii anuale în troposferă

Regimul anual al temperaturii în troposfera spațiului extracarpatic înregistrează o scădere a valorilor de la vară la iarnă pe toată grosimea acesteia, iar minimele și maximele se produc cu întârziere pe măsura creșterii altitudinii.

În straturile inferioare, regimul termic al aerului este în strânsă legătură cu cel al solului, deoarece suprafața activă subiacentă contribuie cu un aport caloric majoritar în zona de influență.

În spațiul extracarpatic valorile maxime în troposfera inferioară se produc la 1000 hPa, în apropierea solului în luna iulie, în nord, deasupra regiunii Cernăuți înregistrându-se valoarea medie de  $21,2^{\circ}\text{C}$  iar spre sud valorile cresc, confirmând influența latitudinii, la  $21,9^{\circ}\text{C}$  deasupra regiunii București și  $22^{\circ}\text{C}$  deasupra regiunii Odesa.

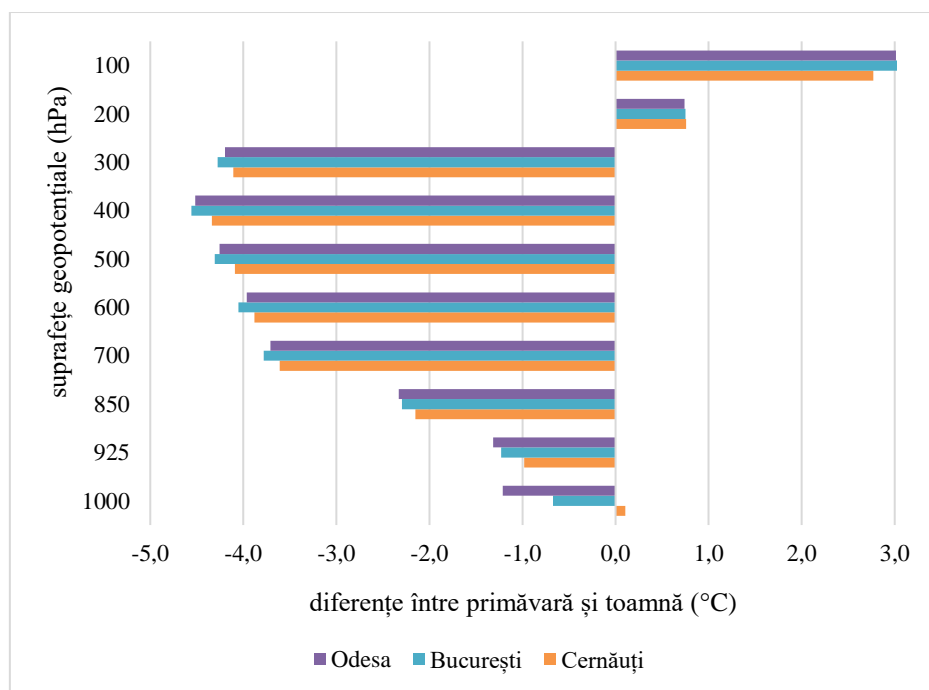


Fig. 4.1. Distribuția valorilor diferențelor dintre temperaturile medii înregistrate primăvara și toamna în troposfera arealului extracarpatic în intervalul 1979–2016 (sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Un aspect interesant este cel al analizei diferențelor dintre temperaturile medii înregistrate în anotimpurile de tranziție. De regulă, în arealul studiat în troposferă primăverile sunt mai reci decât toamnele (fig. 4.1), cu excepția situației de la sol la Cernăuți, explicația fiind pusă pe seama particularităților topoclimatice și răcirilor masive înregistrate toamna, odată cu intensificarea activității anticiclonice din estul Europei.



În stratosfera inferioară situația se inversează, primăvara înregistrează valori mai mari datorită creșterii fluxului radiativ și maximului concentrației de ozon din lunile aprilie și mai. Remarcăm predominarea primăverilor reci, acestea fiind caracteristice climatului oceanic. Corelarea acestor rezultate cu frecvența direcției vestice calculate pentru aceleași stații confirmă amplificarea acestui tip de circulație în altitudine. Astfel, putem afirma că în arealul extracarpatic analizat climatul nu are trăsături continentale ci mai degrabă vestice, oceanice.

#### 4.4. Temperatura medie lunară

Temperaturile medii lunare scad pe verticală, de la nivelul solului până la tropopauză. În *troposfera inferioară* valorile medii lunare scad din sezonul cald spre cel rece în arealul extracarpatic (fig. 4.2).

Intervalul cu valori negative crește în altitudine și durează 2 luni (decembrie-ianuarie) la 1000 hPa, 3 luni (decembrie-februarie) la 925 hPa, 4 luni (decembrie-martie) la 850 hPa și 8 luni (octombrie-mai) la 700 hPa. În sudul regiunii, solului la regiunilor București și Odesa, la nivelul acesta se reduce la o lună sau lipsește în cazul Odesei, explicația fiind pusă pe cantitatea mai mare de radiație receptată, de insolație iar la Odesa de prezența Mării Negre, care are efect moderator asupra temperaturilor.

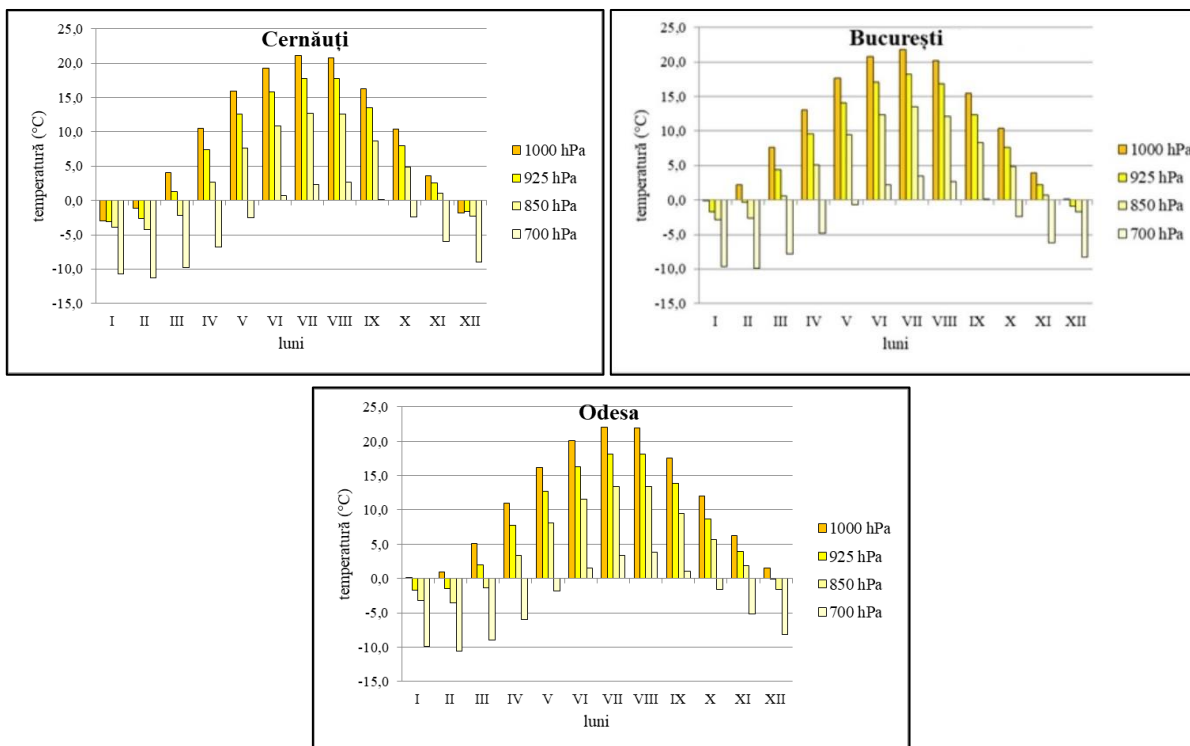


Fig. 4.2. Distribuția temperaturilor medii lunare în troposfera inferioară a regiunilor Cernăuți, București și Odesa în intervalul 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

În cazul situației din *troposfera medie* (fig. 4.3) regimul termic este influențat de circulația generală atmosferică, de regimul radiației solare și mai puțin de suprafața activă

subiacentă, nivelurile de geopotential analizate fiind peste 4000 m, peste altitudinile maxime ale lanțului carpatic. Acest lucru se reflectă în omogenitatea valorilor temperaturilor medii lunare înregistrate la 600 hPa și 500 hPa, diferențele între valorile înregistrate la toate cele trei stații fiind mai mici de 3 °C.

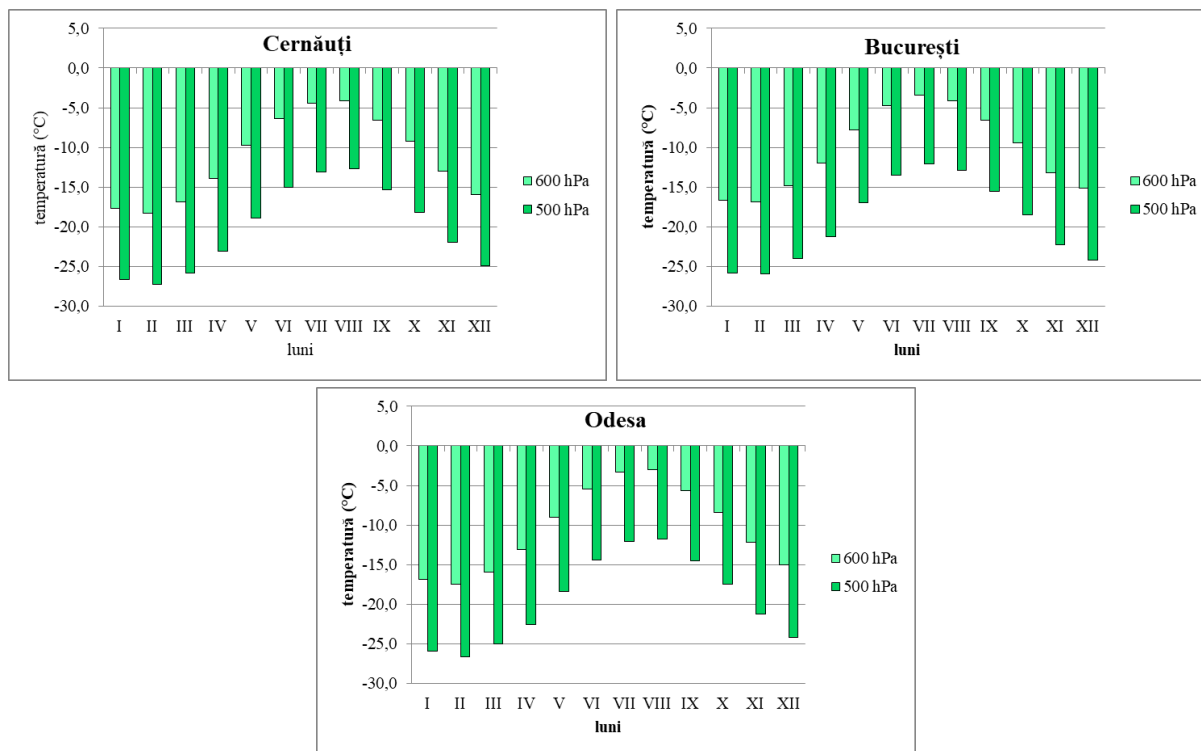


Fig. 4.3. Distribuția temperaturilor medii lunare în troposfera medie a regiunilor Cernăuți, București și Odesa în intervalul 1979 – 2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Regimul termic urmează aceeași tendință înregistrată pe parcursul anului la sol, cu mențiunea faptului că valorile termice medii lunare sunt exclusiv negative, cu un minim în luna februarie de aproximativ -26 °C, -27 °C iar maximele în luna iulie de -0,3 °C, -0,4 °C. Diferența de latitudine cauzează valorilor termice mai mari la ambele niveluri la regiunile din sud, unde este mai cald față de situația de la Cernăuți.

În cazul straturilor înalte ale *troposferei superioare* (fig. 4.4), curba de distribuție a regimului termic mediu lunar este mai puțin accentuată, valorile fiind apropiate.

Valorile cele mai mici sunt valoric apropiate și se înregistrează în cea mai mare parte a anului, iar cele maxime sunt înregistrate în lunile iunie și iulie, ecartul la cele trei situații fiind între -22 °C și -39 °C la 400 hPa, -40 °C și -52 °C la 300 hPa și -50 °C și -60 °C la 200 hPa.

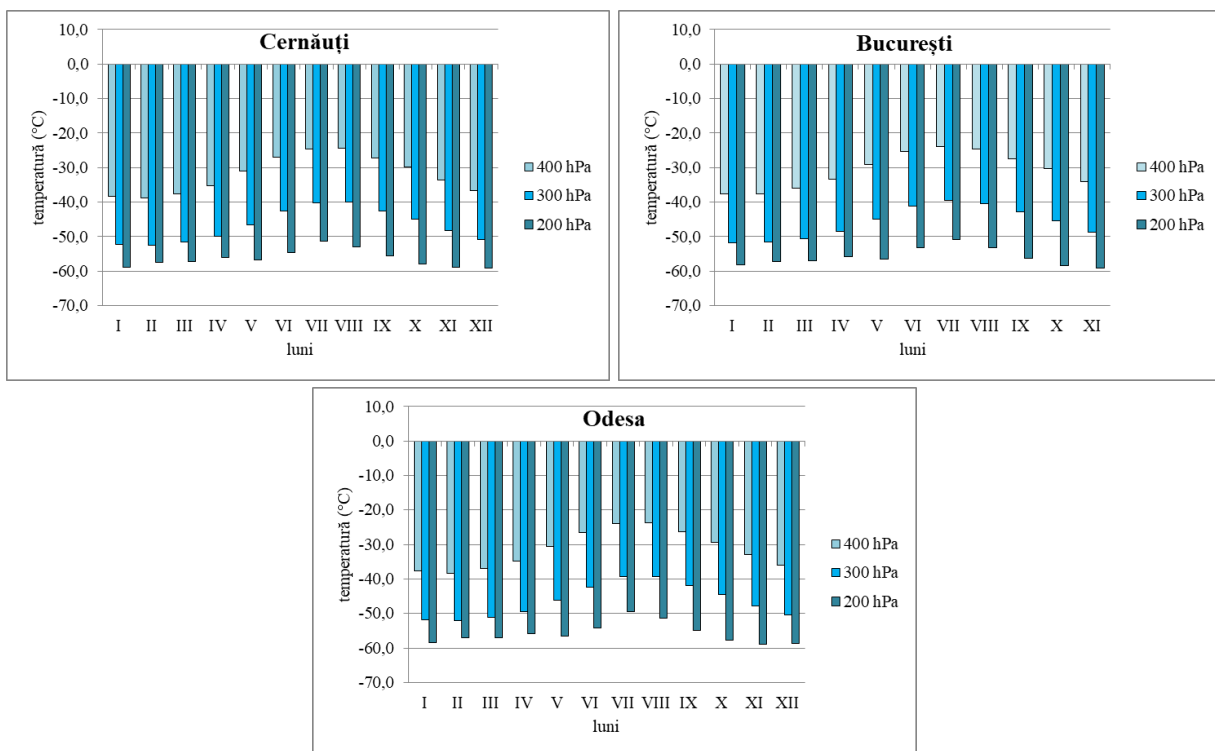


Fig. 4.4. Distribuția temperaturilor medii lunare în troposfera superioară a regiunilor Cernăuți, București și Odesa în intervalul 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Suprafața de 100 hPa a fost analizată separat (fig. 4.5) deoarece tropopauza se înregistrează de regulă sub acest nivel, aflându-ne stratosfera inferioară. Distribuția valorilor termice medii lunare la acest nivel prezintă valori minime în sezonul rece (noiembrie-decembrie) și maxime în cel cald (mai-iunie).

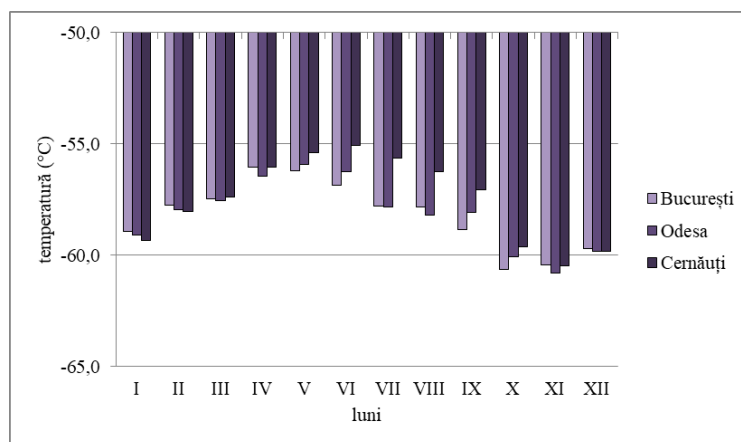


Fig. 4.5. Distribuția temperaturilor medii lunare în stratosfera inferioară la 100 hPa, în regiunile Cernăuți, București și Odesa, în intervalul 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Apar totuși diferențieri importante între stații, observându-se trei tendințe:

- în perioada rece (decembrie-februarie) valorile în regiunea București sunt mai ridicate decât cele de la Odesa și Cernăuți, cauza fiind variația radiației solare,
- în perioadele de tranziție (martie-aprilie și noiembrie), valorile cele mai scăzute sunt înregistrate la Odesa,
- în perioada caldă valorile sunt mai reci deasupra regiunii București, urmate de cele deasupra regiunii Odesa și apoi de cele din nordul arealului, în regiunea Cernăuți.

#### **4.5. Temperaturile medii extreme**

Valorile termice extreme se pot produce în cazul troposferei și stratosferei inferioare pe tot parcursul anului.

În cazul *valorilor termice minime anuale*, frecvența cea mai mare în care s-au înregistrat o au lunile ianuarie și februarie pentru troposfera joasă și medie. De la 1500 m sau 850 hPa în sus se înregistrează și în luna martie, cu o frecvență de 8 – 12 % din cazuri. Pe verticală apar cazuri rare înregistrate în lunile de vară, respectiv aprilie la 500 – 400 hPa sau chiar mai, iunie și iulie la 200 hPa și 100 hPa. Explicația acestor situații rare, însă cu o frecvență de până la 5 % din total, este datorată instabilității atmosferice accentuate, putându-se desprinde nuclee de aer rece, cut off low care sunt cauzele acestor evenimente.

În cazul *valorilor termice maxime anuale* în troposfera inferioară și medie frecvența cea mai mare aparține lunilor iulie și august. Apar însă cu frecvențe mici în troposfera inferioară și lunile de tranziție din primăvară, aprilie cu 5 % și toamnă, septembrie cu 3 %, datorită influenței suprafeței subiacente active asupra regimului termic.

În troposfera înaltă și stratosfera inferioară maximele și minimele se pot înregistra în fiecare lună a anului. Explicația poate fi pusă pe tendința diferită a regimului termic în troposferă și stratosferă, respectiv pe baza fenomenului de încălzire al troposferei concomitent cu răcirea stratosferei și cu variația altitudinală a tropopauzei.

#### **4.6. Abaterea temperaturilor de la medie**

După 1979 sunt semnalate schimbări majore în regimul termic al troposferei și stratosferei, schimbări ce se resimt și în tropopauză, acestea fiind un bun indicator al schimbărilor climatice (Diallo et al., 2016).

În câteva studii ce au ca scop depistarea acestor schimbări din tropopauză se observă faptul că datorită creșterii temperaturii și a activității convective în troposferă, se produce o răcire a tropopauzei și o creștere a nivelului altitudinal cu câteva sute de metri în zona temperate a emisferei nordice (Santer et al., 2003, Mehta et al., 2011). La latitudinile medii ale Europei tropopauza este înregistrată între 250 și 150 hPa în medie.

Deasupra arealului extracarpatic, valorile abaterilor temperaturilor de la medie din intervalul 1979–2016 tind să crească spre sfârșitul intervalului în troposferă și să scadă în stratosferă, în concordanță cu rezultatele studiilor actuale.

În *troposfera inferioară* (fig. 4.6) amplitudinea abaterilor măsoară aproximativ 4 °C, atât cu sens negativ cât și pozitiv. Se observă o aglomerarea a abaterilor negative în prima parte a intervalului (1979–1989) și o grupare a abaterilor pozitive, cu frecvență mult mai mare în ultima parte a intervalului (2005–2016).

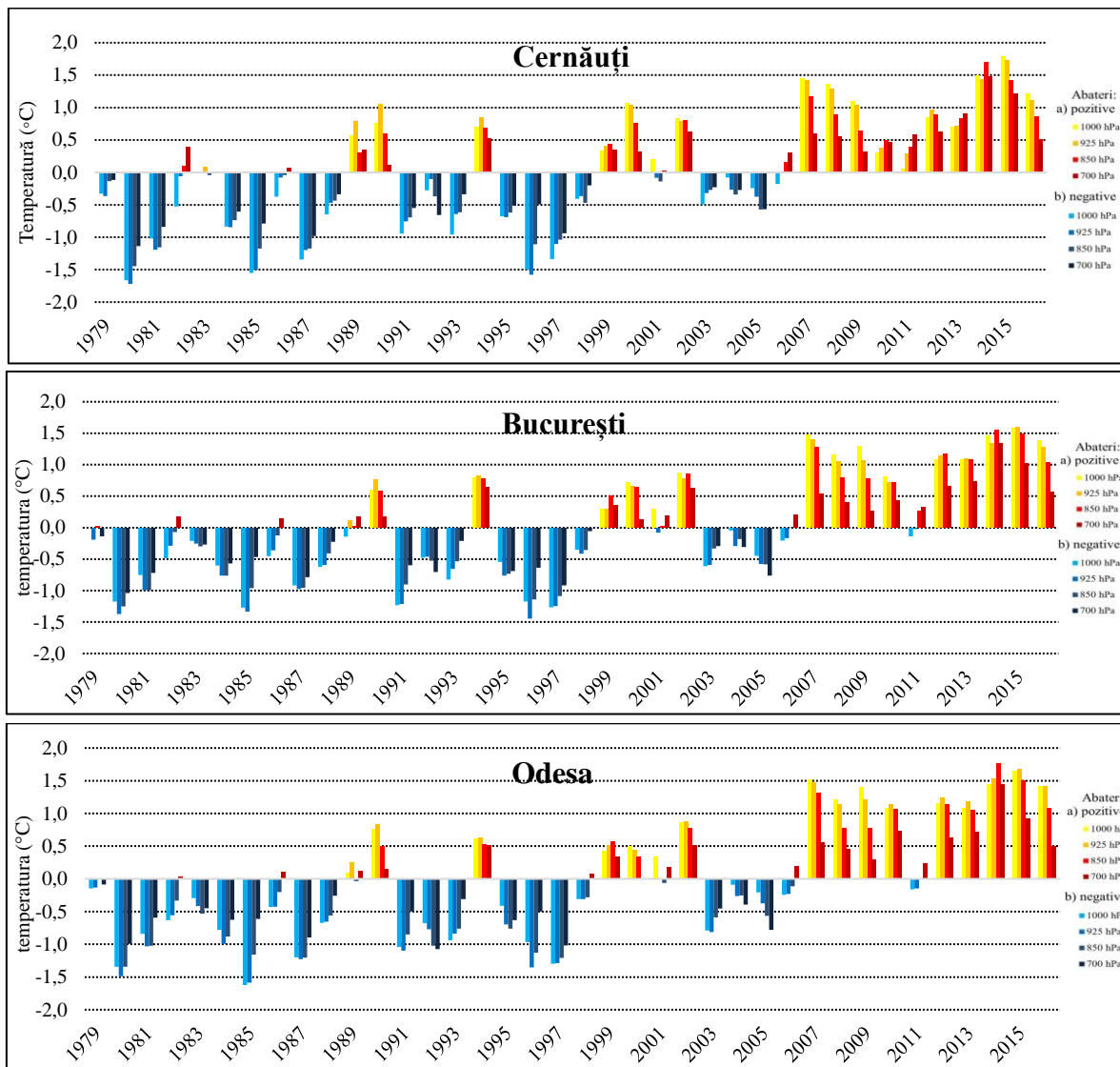


Fig. 4.6. Variația abaterilor termice medii anuale în troposfera inferioară în intervalul 1979–2016 în regiunile Cernăuți, București și Odesa

(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Pe toată grosimea *troposferei medii* (fig. 4.7), situate între 700 și 500 hPa se observă aceleași tendințe în gruparea abaterilor ca și în situația din troposfera inferioară, singura diferență fiind amplitudinea valorilor, mai mică, de 3 °C.

După anul 2007 abaterile sunt exclusiv pozitive, observându-se clar tendința de încălzire a troposferei medii.

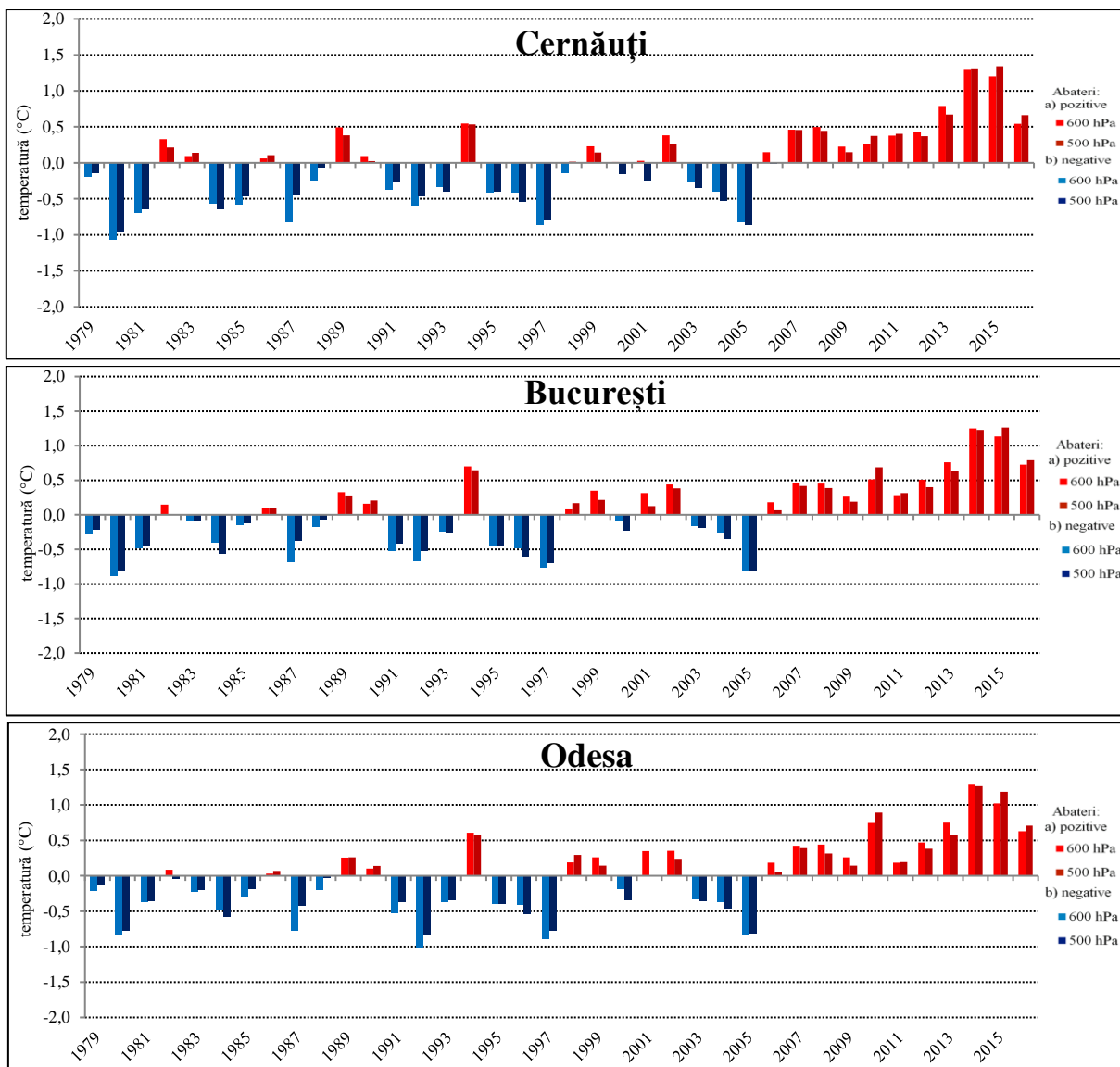


Fig. 4.7. Variația abaterilor termice medii anuale în troposfera medie în intervalul 1979–2016 în regiunile Cernăuți București și Odesa

(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

În troposfera superioară se mențin tendințele de grupare a abaterilor negative în primul interval și a celor pozitive în ultimul.

O situație particulară (fig. 4.8) se observă la nivelul suprafeței de geopotențial de 200 hPa, ce prezintă comportament termic diferit față de troposfera superioară situată sub acest nivel: în majoritatea cazurilor când abaterile termice din stratul cuprins între 500 și 300 hPa sunt pozitive, cele de la 200 hPa sunt negative și invers.

Explicația se pune pe seama variației nivelului tropopauzei și a diferențelor termice existente la baza superioară a troposferei și la cea inferioară a stratosferei.

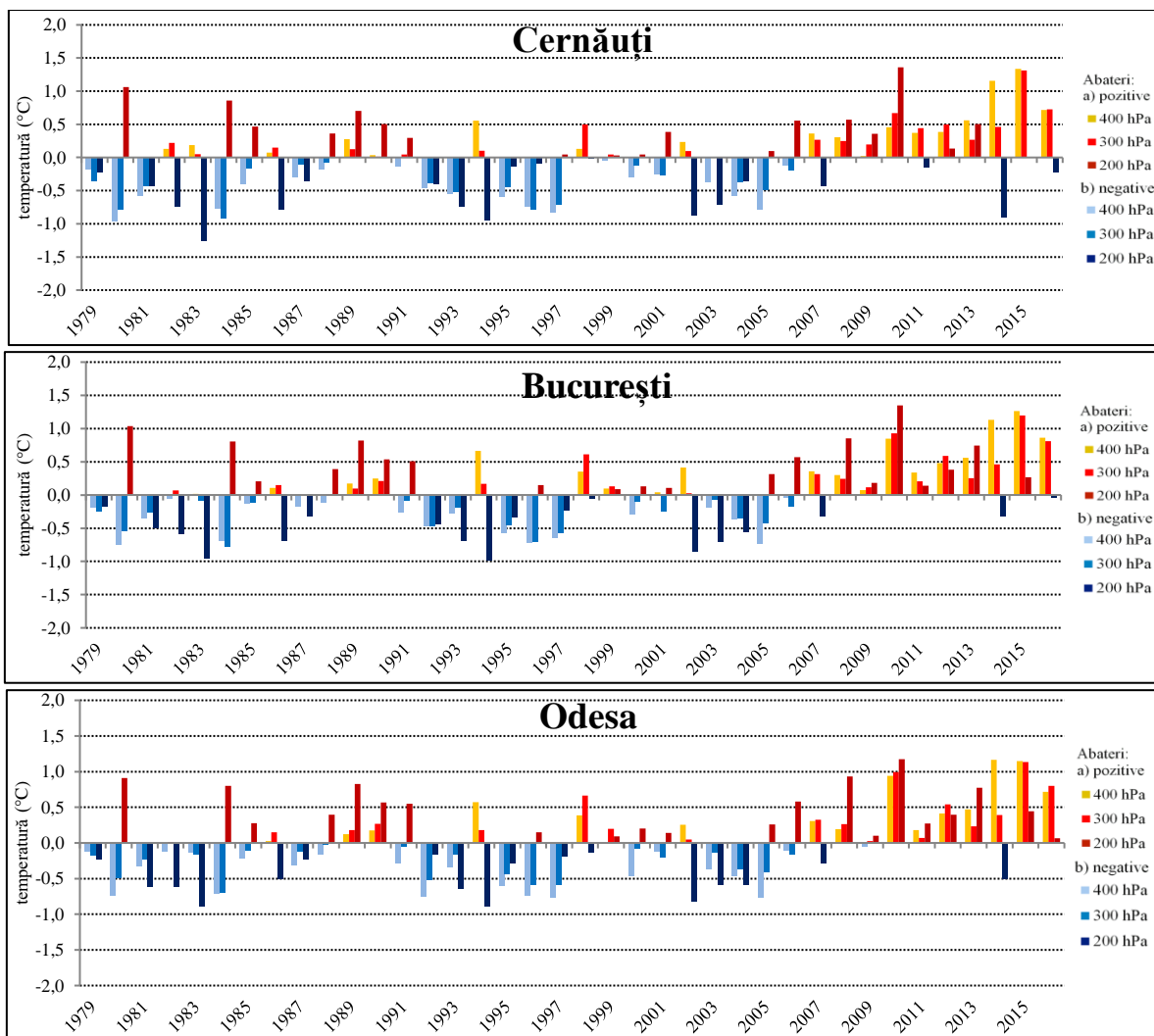


Fig. 4.8. Variația abaterilor termice medii anuale în troposfera superioară în intervalul 1979–2016 în regiunile Cernăuți București și Odesa  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Separat s-a analizat situația de la nivelul de 100 hPa (fig. 4.9) deoarece în majoritatea cazurilor coincide cu *stratosfera inferioară*, rareori la acest nivel găsim și *tropopauza*. O altă situație particulară a regimului termic din stratosfera inferioară constă în inversarea valorilor abaterilor termice față de media multianuală.

Nivelele altitudinale ale acestor suprafețe suferă în ultima jumătate a secolului XX modificări importante ale valorilor, surprinse și în studiul de față mult mai devreme comparativ cu troposfera inferioară și medie.

Magnitudinea abaterilor termice înregistrate la nivelul suprafețelor de 200 și 100 hPa este foarte mare, de aproximativ 3 °C, după 1991. Trebuie să avem în vedere faptul că analiza este realizată pe suprafețe geopotențiale aflate la tranziția troposferei cu stratosfera, straturi cu regim și tendințe termice total diferite.

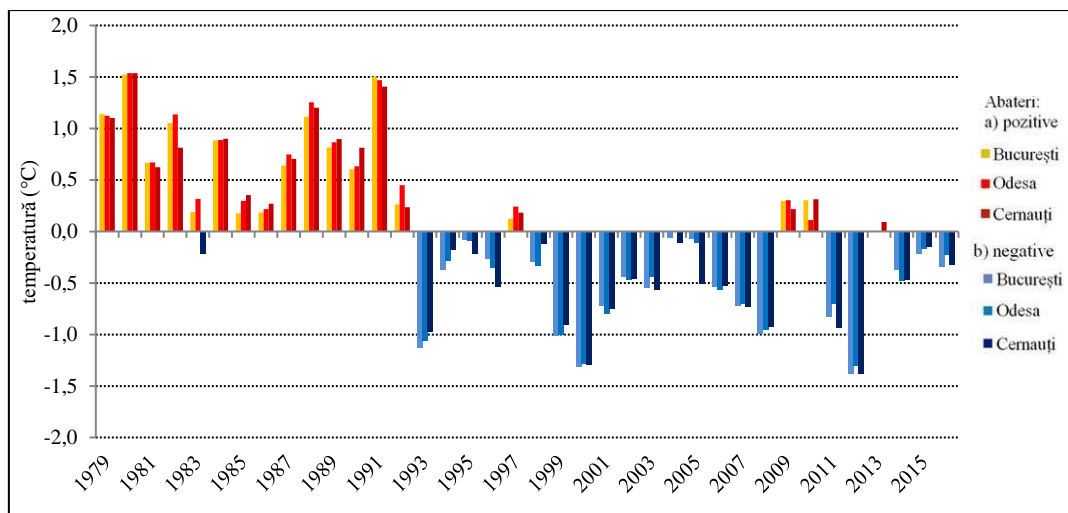


Fig. 4. 9. Variația abaterilor termice medii anuale în tropopauză și stratosfera inferioară în intervalul 1979–2016 deasupra regiunilor Cernăuți, București și Odesa  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

#### 4.7. Tendințe observate în regimul termic în troposferă

Încălzirea troposferei și răcirea stratosferei reprezintă mecanismul de răspuns al sistemului climatic la intervenția factorului antropic. Creșterea proporției gazelor cu efect de seră conduce la încălzirea troposferei și la răcirea stratosferei, aceasta din urmă reacționând diferit, deoarece la nivelul ei se produce echilibrul radiativ între absorbția radiației solare (în principal de către ozon) și emisia radiației infraroșii (în principal de către CO<sub>2</sub>). Astfel este demonstrat faptul că în ultimele decenii ale secolului XX, mai precis după 1979 troposfera înregistrează o creștere a temperaturilor la toate nivelurile, iar stratosfera inferioară o răcire (Randel et al., 2017, Li et al., 2012).

Distribuția valorilor medii termice corelate cu variabila timp în cazul studiului de față arată încadrarea în aceleași tendințe exprimate mai sus, respectiv o tendință de creștere puternică în troposfera inferioară, între 1000 și 850 hPa, creștere moderată în cazul troposferei medii și superioare, spre 200 hPa o staționare a tendinței, iar în stratosfera inferioară tendința își inversează sensul, devenind negativă.



## CAPITOLUL 5.

### STRATIFICAREA TERMICĂ A TROPOSFEREI

Variația temperaturii aerului raportată la unitatea de distanță poartă numele de gradient termic vertical ( $\gamma$ ) și are deasupra uscatului din zona temperate, inclusiv deasupra României, valoarea medie de  $0,57\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  (Clima României, 2008). În realitate acesta variază, fiind cuantificat în funcție de două valori reper importante corespunzătoare pentru aerul uscat și umed. În studiul de față s-a analizat stratificarea termică a troposferei în lunile ianuarie ale intervalului 1973–2016.

#### 5.1. Variația gradientilor termici în troposferă

Distribuția valorilor medii multianuale ale gradientilor termici calculați între nivelurile de geopotential (fig. 5.1) indică o creștere a valorilor pe toată grosimea troposferei de la 1000 hPa până la 300 hPa, de la  $0,41\text{ }^{\circ}\text{C}$  până la  $0,79\text{ }^{\circ}\text{C}$ . În tropopauză și stratosfera inferioară, între 200 și 100 hPa valorile scad accentuat, ajungând până la  $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ , valori apropiate de izotermie. Diferențele între valorile înregistrate deasupra celor trei regiuni indică faptul că în troposfera inferioară, sub 700 hPa, gradientii sunt mai mici în sudul arealului, deasupra regiunii de la București, urmate de Cernăuți și Odesa. Peste 850 hPa deasupra sudului arealului este mai cald decât în nord, datorită poziției în latitudine.

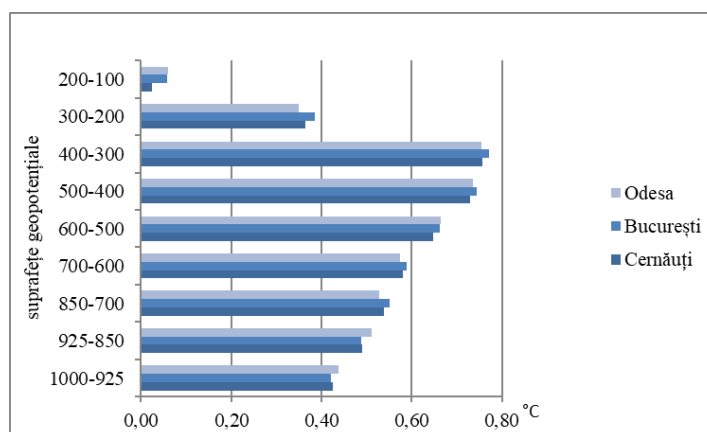


Fig. 5.1. Valorile medii multianuale ale gradientilor termici înregistrați în regiunile Cernăuți, București și Odesa în perioada 1979–2016

(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Distribuția gradientilor termici medii lunari în *troposfera inferioară* (fig. 5.2) prezintă un minim în sezonul rece și un maxim în cel cald în toate cazurile analizate, cu mențiunea că deasupra regiunii București în intervalul noiembrie-februarie gradientii sunt mult mai mici decât cei înregistrați la Odesa, explicația fiind pusă pe influența Mării Negre și a căldurii specifice mari a apei mării. La nivelul de 1000 hPa valorile medii cele mai mici ale gradientilor, unele negative se înregistrează în nord, la Cernăuți,  $-0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ , urmate de cele de la București și apoi de cele de la Odesa, explicația fiind menționată mai sus. Valorile maxime sunt mai mici decât

cele din altitudine și se înregistrează în luna iunie la Cernăuți și București, 0,65 °C respectiv 0,52 °C, iar la Odesa perioada cu valori maxime întârzie până în lunile august, septembrie (0,55 °C).

Mai sus, între 925 hPa și 850 hPa, acolo unde își manifestă influența încă puternic suprafața activă subiacentă prin altitudinea lanțului Carpaților, valorile gradientilor termici prezintă variații și valori mari, mai ales în sezonul cald: la Cernăuți în august de 0,72 °C, București 0,65 °C în intervalul aprilie-august, iar la Odesa în același interval cu 0,69 °C. În perioada rece, valorile sunt mai mici decât în stratul inferior, cu manifestarea posibilă a inversiunilor termice de altitudine. Peste nivelul de 850 hPa, peste înălțimea stratului limită planetar și a înălțimilor maxime ale Carpaților, circulația și regimul termic au trăsături diferite. (fig. 5.2).

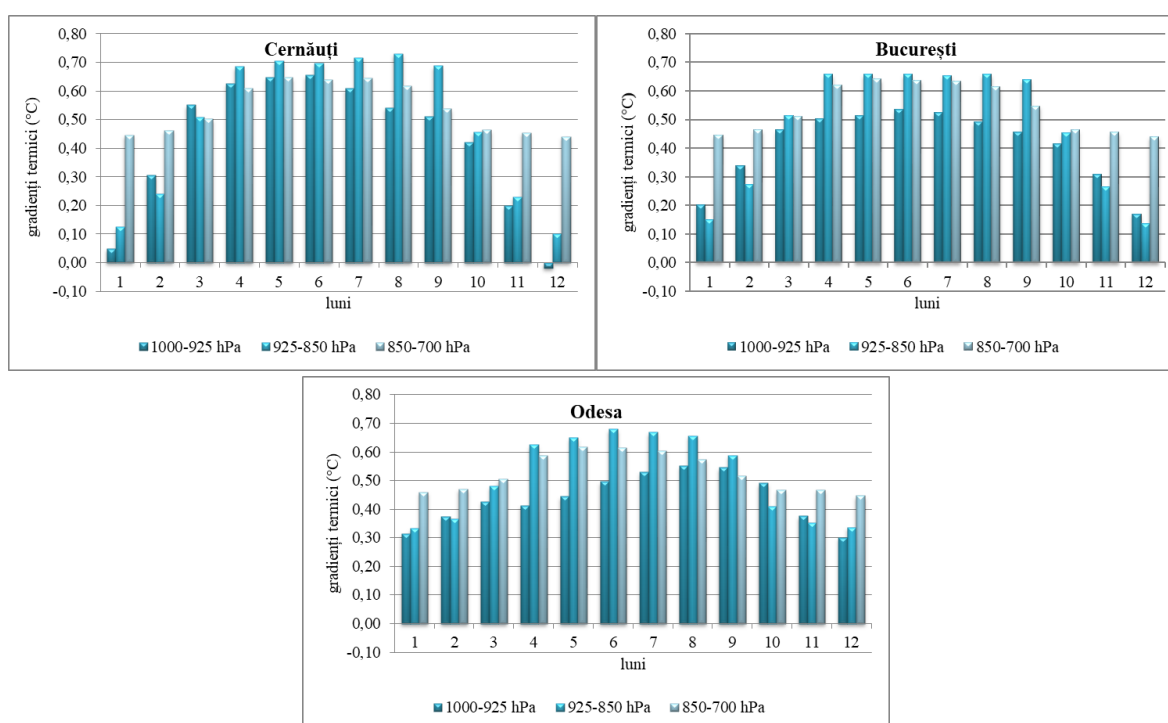


Fig. 5.2. Distribuția gradientilor termici medii lunari în troposfera inferioară  
În regiunile Cernăuți, București și Odesa în perioada 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

În *troposfera medie* curba de distribuție a valorilor lunare medii a gradientilor termici (fig. 5.3) nu prezintă variații mari fiind aproape omogenă, fără un maxim și un minim pronunțat în cazul tuturor situațiilor analizate.

Se observă că valorile sunt mai mici în sezonul cald și mai mari în sezonul rece, între 700 – 600 hPa între 0,55 °C și 0,6 °C iar între 600 – 500 hPa între 0,6 °C și 0,7 °C.

În *troposfera superioară*, *tropopauză* și *stratosfera inferioară* curbele de distribuție prezintă inflexiuni din ce în ce mai accentuate pe măsură ce crește altitudinea (fig. 5.4).

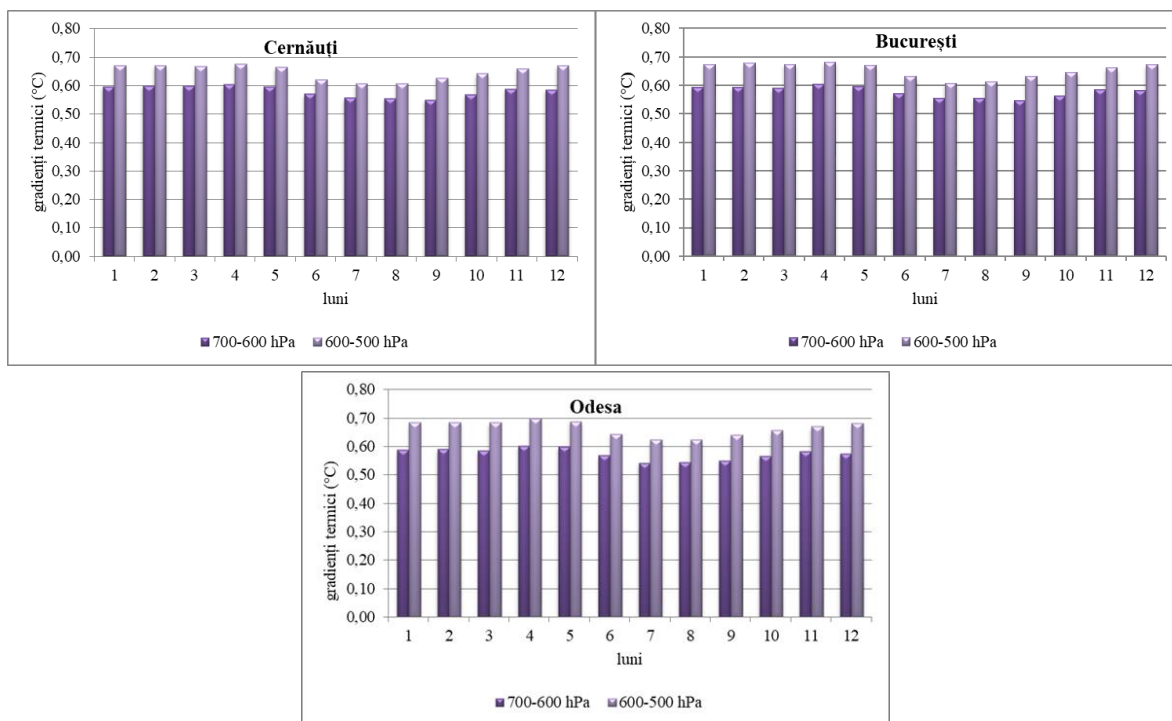


Fig. 5.3. Valori medii lunare ale gradientilor termici înregistrate în troposfera medie în regiunile Cernăuți, București și Odesa în perioada 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

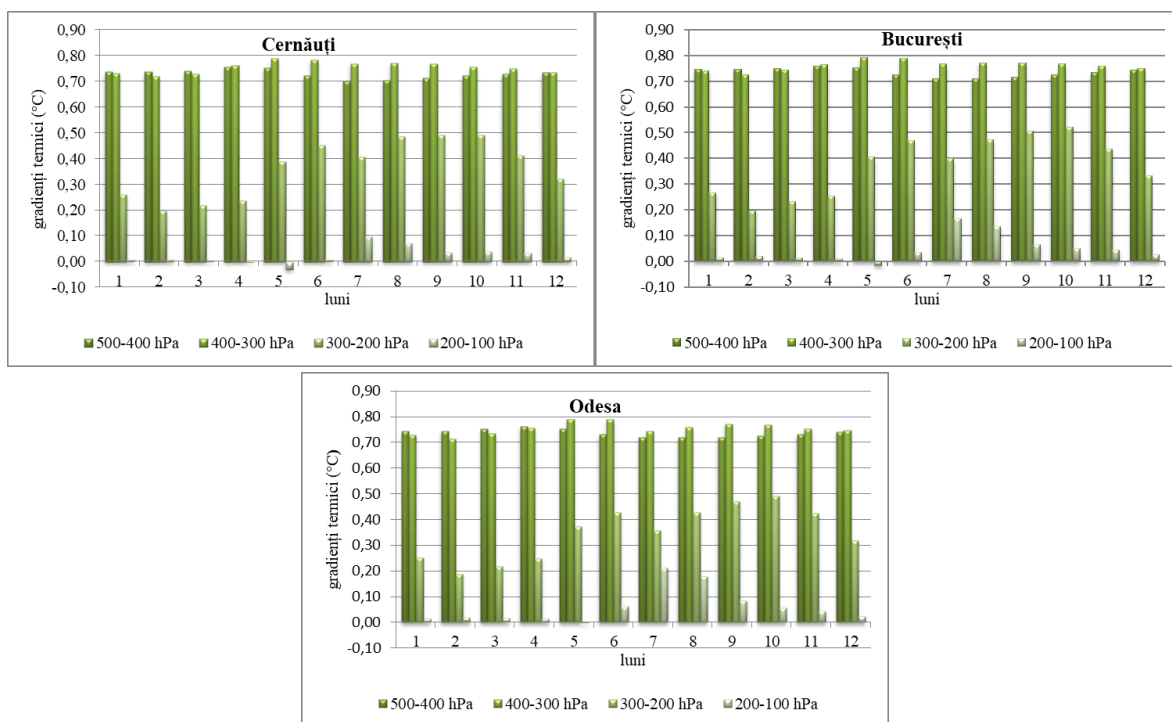


Fig. 5.4. Valori medii lunare ale gradientilor termici înregistrate în troposfera superioară și stratosfera inferioară în regiunile Cernăuți, București și Odesa în perioada 1979–2016  
(sursa: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)

Astfel, dacă între 500 și 300 hPa se menține aceeași distribuție omogenă cu valori peste 0,7 °C, peste 300 hPa valorile gradientilor scad, cauzele fiind pendularea nivelului tropopauzei și al stratosferei inferioare, manifestarea izotermiilor din tropopauză, a inversiunilor de la baza superioară a troposferei și schimbarea tendinței regimului termic în stratosferă, respectiv încălzirea odată cu creșterea în altitudine.

Între 300 hPa și 200 hPa se conturează un minim termic în lunile februarie-martie, în jurul valorii de 0,2 °C și un maxim în lunile septembrie-octombrie, de 0,5 °C. Între 200 hPa și 100 hPa valorile gradientilor sunt mai mici de 0,2 °C /100m, minime în luna mai și maxime în luna iulie.

## 5.2. Analiza inversiunilor termice din datele din radiosondaje

Stabilitatea atmosferică reprezintă un fenomen care prezintă interes major. Prin intensitate și persistență controlează transferul de energie din atmosferă, acționând asupra mișcărilor verticale (Palmen și Newton, 1969, Thomas 1987, Johnson et al. 1999), modifică umiditate atmosferică și formarea norilor joși (Bărcăcianu et al., 2016; Czarnecka et al., 2018) și acționează ca un capac asupra convecției puternice (Nodzu et al., 2006).

În ariile continentale, cu precădere în sezonul rece, în timpul manifestării acestor fenomene calitatea aerului se degradează, mai ales în regiunile urbane (Bailey et al., 2011; Kallos et al., 1993; Reddy et al., 1995).

Valorile poluanților menținuți în stratul de inversiune cresc (Milionis și Davies, 2008; Morbidelli et al., 2011), studiile particulare asupra variației cantității de NO<sub>2</sub> și PM 2,5 (Wallace și Kanaroglou 2009), PM 10 (Czarnecka et al., 2016), SO<sub>2</sub> (Katsoulis 1988), ozon (Schneel et al., 2016) confirmând acest lucru. Creșterea cantității de aerosoli duce astfel la crearea noilor nuclee de condensare (Silva et al., 2007).

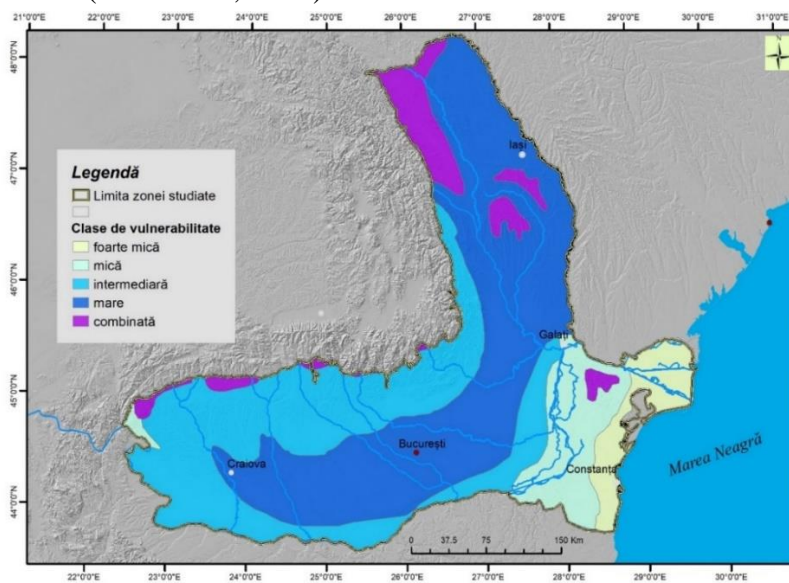


Fig. 5.5. Distribuția claselor de vulnerabilitate la inversiunile de temperatură în spațiul extracarpatic (prelucrare după Bogdan, 1999)

Spațiul extracarpatic, în special Câmpia Română, se comportă ca o vastă depresiune, în câmpiile joase sedimentându-se aerul rece, fapt confirmat prin vulnerabilitatea mare la inversiuni pe cea mai mare suprafață (fig. 5.5).

Cauzele formării inversiunilor termice sunt diverse: bilanț radiativ negativ, pierderi radiative, proprietăți radiative ale aerosolilor și ai norilor, sedimentare gravitațională a aerului rece în formele de relief concave, regimul anticiclonic persistent, încălzire adiabatică a aerului pe verticală, advecții de aer cald peste suprafața suprarăcită, sisteme frontale (Keyser și Shapiro 1986; Ogino et al., 2010).

În troposfera medie și superioară, formarea inversiunilor termice este legată și de vânturile puternice de forfecare (cauza principală), de sistemele frontale, iar în cea înaltă, cauza principală sunt răcirile radiative de undă lungă.

Se disting tipuri de radiație, de advecție, inversiuni frontale și inversiuni de comprimare sau complexe, cumulând mai multe tipuri.

### 5.3. Inversiunile termice și umiditatea atmosferică

Umiditatea are o importanță mare în geosistemul climatic, influențând dinamica circulației atmosferice, pe orizontală și verticală. Aceasta moderează valorile termice prin acumularea căldurii latente de evaporare-condensare și prin eliberarea acesteia la condensare (Peixoto și Oort, 1996; Treberth și Guillemot, 1998).

Inversiunile termice duc la acumularea vaporilor de apă sub baza inferioară a acestora, la scăderea vizibilității atmosferice și la apariția fenomenului de ceață, a norilor stratiformi (fig. 5.6), fenomene meteorologice cu impact deosebit asupra siguranței transporturilor aeriene (Machidon D. et al., 2014). Aglomerarea vaporilor de apă se realizează în stratul de inversiune (Spring, 2000) acolo unde se înregistrează și frecvența cea mai mare a umidității relative (Bărcăcianu et. al., 2016).

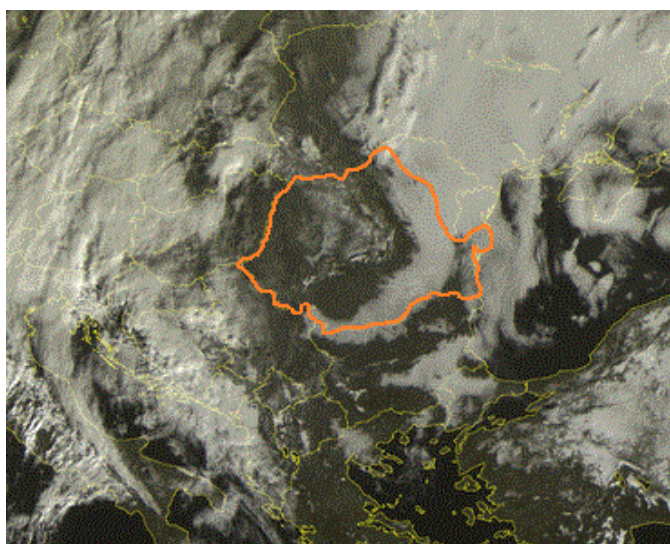


Fig. 5.6. Extinderea fenomenului de ceață în arealul extracarpatic în 17 ianuarie 2015  
(sursa: <https://en.sat24.com/>)

Ceața este un fenomen caracteristic straturilor inferioare ale atmosferei. Ea reprezintă de fapt un sistem noros deasupra suprafeței terestre (Hikari et al., 2008). Pe lângă efectul negativ pentru sistemul de transport binecunoscut prin reducere a vizibilității, interacțiunea dintre picăturile de apă și poluanții atmosferici poate avea un impact important la scară locală, în agricultură sau în activitatea biologică umană (Balmes et al., 1989; Butler and Trumble, 2008; Dollard et al., 1983; Fenn et al., 2007; Shigihara et al., 2009; Waldman et al., 1985).

În Europa, distribuția spațială și temporală a fenomenului înregistrează o descreștere în frecvența și persistența acestuia (Vautard et al. 2009; Gonçalves et al. 2008 and Fedorova et al. 2008). În arealul de la sud de bariera orografică a Carpaților frecvența inversiunilor termice este ridicată datorită stagnării aerului rece și dens, răcit radiativ. Înregistrarea unei descreșteri în frecvența și persistența fenomenului de ceață deasupra Europei în ultimele decade a fost semnalată de Vautard et al. (2009), explicația fiind în strânsă legătură cu modificările survenite în regimul temperaturii aerului.

Putem concluziona că pe timp de inversiune fenomenul de ceață este prezent frecvent și prezintă un risc major pentru toate tipurile de transporturi și pentru calitatea aerului. Vizibilitatea pe timp de ceață și inversiune scade în perioada analizată sub 1 000 m în jumătate din cazuri. Studiul celor două fenomene împreună este util în cazul analizei riscurilor climatice asociate: brumă, chiciură, ceață groasă – cauză frecventă a accidentelor rutiere sau chiar în cazul amplificării senzației de frig la expunere mai mare în aer liber.

#### **5.4. Parametrii cuantificabili ai inversiunilor termice**

Pentru a măsura caracteristicile unui strat de inversiune sunt folosite măsurători ce includ înălțimea bazei ( $Z_b$ ), înălțimea vârfului ( $Z_v$ ) inversiunii, temperatura înregistrată la baza ( $T_b$ ) și temperatura înregistrată la nivelul vârfului ( $T_v$ ) inversiunii, diferența de temperatură înregistrată între baza și vârful ( $\Delta T$ ), grosimea inversiunii ( $\Delta H$ ) și gradientul termic mediu al inversiunii ( $\gamma$  °C/100 m). Pentru parametrii amintiți anterior studiile utilizează aceleași formule și modalități de calcul. *Durata inversiunii termice* este cuantificată pe baza înregistrării cazurilor consecutive dintr-un episod de inversiune și variază în funcție de datele de radiosondaj utilizate. *Intensitatea inversiunii termice* este considerată a fi diferența de temperatură calculată între valorile înregistrate la baza și vârful inversiunii în cele mai multe studii (Bailey et al., 2011; Iacobellis et. al., 2009).

Parametrii inversiunilor termice ce pot fi determinați din datele provenite din radiosondaj sunt: frecvența sau rata apariției, numărul mediu de inversiuni, frecvența inversiunilor la sol și în altitudine, înălțimea medie a bazei, grosimea medie, gradientul termic vertical mediu și intensitatea. Datorită restricțiilor și limitărilor impuse de baza de date putem cuantifica durata acestora doar în intervale cu măsurători continue.



### 5.4.1. Frecvența măsurărilor

Din totalul de 2728 măsurători potențiale în intervalul 1973–2016, pentru lunile ianuarie la cele două termene (00 UTC și 12 UTC) pentru o stație aerologică, operaționale au fost doar 2256 la București, 1486 la Odesa și 1450 la Cernăuți. Măsurătorile efectuate noaptea, la 00 UTC sunt numeric mai mari decât cele efectuate în timpul zilei, la 12 UTC.

Deasupra stației aerologice de la București frecvența măsurărilor este de peste 70 % ziua, respectiv 90 % noaptea, prezentând un grad mare de favorabilitate pentru analiza inversiunilor termice pe verticală.

Măsurătorile de la stațiile aerologice Odesa și Cernăuți prezintă valori sub 50 % pentru sondajele din timpul zilei și de 50 – 60 % pentru cele realizate noaptea (fig.5.7).

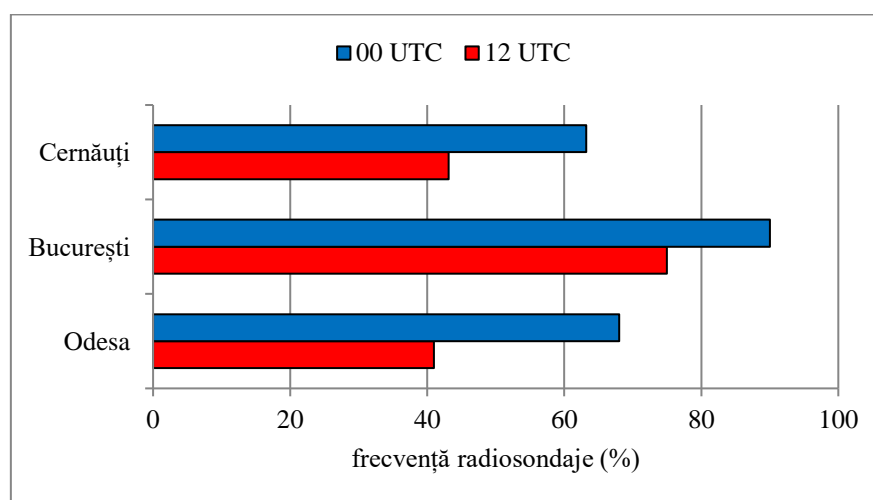


Fig. 5.7. Frecvența măsurărilor operaționale din cele potențiale la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa la 00 UTC și 12 UTC în perioada 1973–2016  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

*Rată de apariție* a inversiunilor reprezintă o fracție de măsurare a fenomenului, respectiv a numărului de cazuri la numărul de măsurători efectuate pe o perioadă de timp (Zhang et al., 2011).

În cazul studiului de față, rata de apariție a inversiunilor termice s-a calculat separat pentru intervalele orare 00 și 12 UTC (fig. 5.8). În concordanță cu rezultatele studiilor anterioare s-a observat o frecvență mai ridicată la sol la orele 00 UTC cu 22 % frecvență la Cernăuți, 25 % la București și 16 % la Odesa (influența mării fiind vizibilă) comparativ cu orele 12 UTC, când s-a înregistrat sub 15 % frecvență a inversiunilor la toate cele trei stații.

În troposfera inferioară inversiunile înregistrate sunt la diferite altitudini, valoarea frecvenței fiind de 60–65 % la 00 UTC și 65–75 % la 12 UTC, explicația fiind pusă pe ascensiunea straturilor de inversiune de la sol sub influența radiației solare și a suprafeței active subiacente.

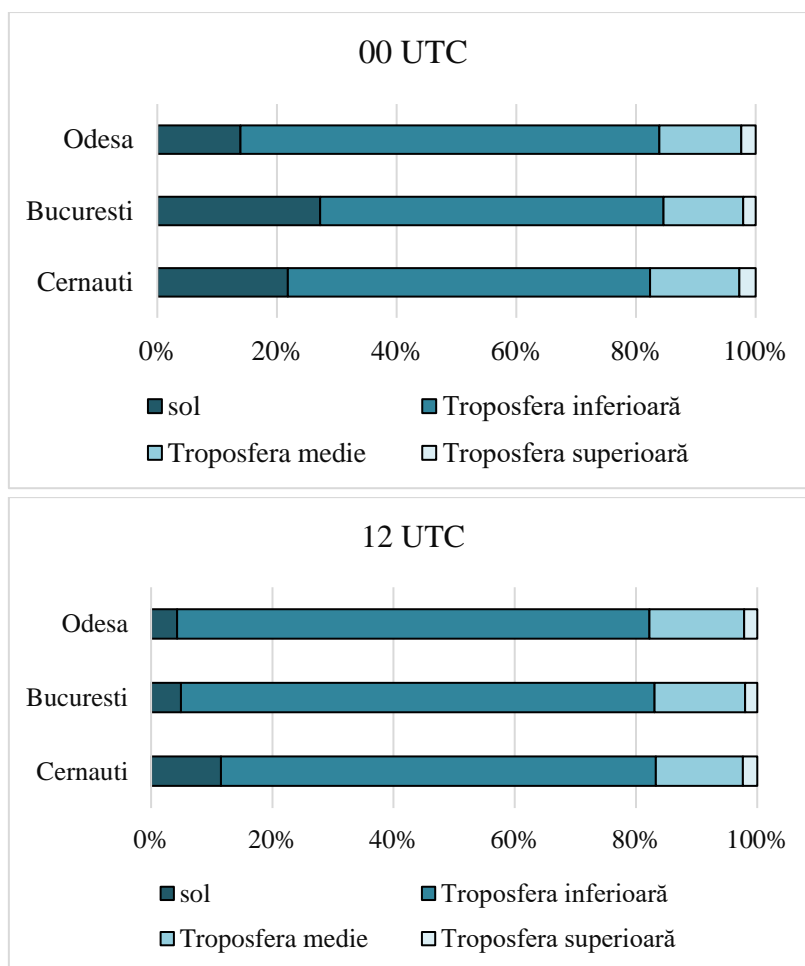


Fig. 5.8. Frecvența inversiunilor în troposfera stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa în intervalul 1973–2016  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Peste 80 % din inversiunile înregistrate în troposferă se înregistrează iarna între sol și 1500 m. În troposfera medie și superioară, acolo unde acționează doar radiația și circulația generală a atmosferei, frecvențele sunt mici de sub 15 %, fără variații mari între 00 UTC și 12 UTC.

#### 5.4.2. Numărul mediu de inversiuni termice pe profil

Datele rezultate de la sondajele aerologice relevă faptul că în perioadele mai reci sunt înregistrate straturi multiple de inversiune (Stull, 1988, Fochesatto, 2015), cauza fiind data de frecvența mare a timpului anticiclonic, de răcirea radiativă a suprafeței terestre și de prezența stratului de zăpadă sau gheață pe fondul diminuării cantității de radiație solară primită.

În intervalul analizat 1973–2016, numărul mediu de inversiuni apărute în troposferă atinge o medie de 1 – 3 straturi la ora 00 UTC și 0 – 1 pentru orele amiezii 12 UTC (tab. 5.1).



Tab. 5.1. Frecvența numărului de inversiuni pe profilul troposferei în intervalul 1973–2016, la orele 00 UTC și 12 UTC, la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Stația	Ora	Număr de inversiuni pe profil						
		1	2	3	4	5	6	7
Cernăuți	00 UTC	38,4	37,9	18,4	4,5	0,6	0,3	0,0
București		40,1	34,3	16,6	5,9	2,3	0,7	0,2
Odesa		34,2	37,2	18,1	7,8	2,5	0,1	0,1
Cernăuți	12 UTC	44,0	38,3	12,4	4,7	0,6	0,0	0,0
București		44,8	32,6	14,3	6,8	1,2	0,2	0,0
Odesa		38,0	33,7	18,8	7,2	2,3	0,0	0,0

Cele două situații analizate înregistrează până la maxim 7 straturi de inversiuni, cu gradienti termici negativi. În situația de la 00 UTC, frecvența maximă au avut-o situațiile cu 2 straturi de inversiune, însumând aproximativ 500 de cazuri din total, iar în cazul cele de la ora 12 UTC, cele mai frecvente situații sunt cele fără inversiuni pe profil, cel mai posibil straturi subțiri, nedetectabile de radiosondaje, distruse treptat de intensitatea radiației solare.

#### 5.4.3. Altitudinea inversiunilor termice

Baza inversiunilor termice reprezintă un alt parametru foarte ușor de determinat pe baza datelor de radiosondaj. Acolo unde temperatura începe să crească iar gradientul termic înregistrează valori negative se stabilește înălțimea de apariție a inversiunilor.

În cazul studiului de față inversiunile s-au clasificat în două categorii, inversiuni la sol și inversiuni de altitudine. Cele depistate în altitudine sunt clasificate la rândul lor pe clase de altitudine. În tab. 5.2 sunt prezentate rezultatele obținute în urma calculării frecvenței cazurilor cu inversiuni din total, clasificate în funcție de baza stratului de inversiune. Valorile frecvenței înregistrate pe clase de altitudine scad pe verticală iar variațiile cele mai mari sunt înregistrate în troposfera inferioară.

Tab. 5.2. Frecvența cazurilor cu inversiuni termice în funcție de altitudinea la care apar deasupra stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa la 00 UTC și 12 UTC în intervalul 1973–2016  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Stația	Ora	troposfera inferioară						troposfera medie			troposfera superioară		
		clase de înălțime (m)											
		sol	sol-500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-3000	3000-4000	4000-5000	5000-6000	6000-7000	7000-8000	
Cernăuți	0	21,0	6,6	13,4	11,1	13,5	16,5	8,0	4,4	2,7	1,9	0,9	
București		27,2	17,3	10,8	8,6	8,6	12,3	6,7	4,3	2,2	1,3	0,7	
Odesa		13,8	15,4	17,1	13,8	11,1	12,7	7,4	4,8	1,6	1,1	1,1	
Cernăuți	12	10,1	11,3	16,6	14,9	13,7	15,6	8,7	4,3	2,6	1,7	0,7	
București		5,8	27,9	15,4	11,4	9,0	13,5	8,7	3,9	2,4	1,5	0,5	
Odesa		5,8	16,1	16,8	17,6	10,7	15,1	8,8	4,0	2,7	1,9	0,5	
Clase frecvență relativă (%)													
		0_10				10,1-20				20,1-30			

*La sol*, pe timpul nopții se înregistrează valorile maxime din toată troposfera la București și Cernăuți și mai puțin la Odesa. În cazul primelor două situații prezența barajului orografic al Carpaților permite maselor de aer reci să se cantoneze la exteriorul lor și să crească frecvența

inversiunilor termice de la sol iar la Odesa, influența moderatoare a Mării Negre reduce numărul de inversiuni. *Valorile diurne* înregistrate la sol arată o scădere a frecvențelor datorită încălzirii suprafeței active, straturile cu inversiune prezente la sol pe timpul dimineții se încălzesc de jos în sus, ridicându-se sau distrugându-se.

*În troposfera inferioară* sub 3000 m, variațiile frecvențelor sunt mari atât noaptea cât și ziua. La 00 UTC în troposfera inferioară se înregistrează frecvențe mari pentru toate stațiile, la București 27,9 % în stratul cuprins între sol și 500 m, la Cernăuți între 500 m și 1000 m se înregistrează 16,6 %, iar la Odesa valoarea maximă de 17,6 % se înregistrează între 1000 m și 1500 m. Peste această altitudine descreșterea valorilor este explicată de slăbirea influenței suprafeței active și de preluarea trăsăturilor circulației atmosferei libere.

*În troposfera medie și superioară* valorile frecvenței scad iar variațiile sunt mult mai mici comparativ cu straturile inferioare. Aici suprafața activă subiacentă nu își mai exercită influența, iar circulația generală atmosferică și radiația solară omogenizează situația, singurele diferențe observate fiind între valorile înregistrate noaptea, acestea fiind mai mici decât cele de la 12 UTC.

#### 5.4.4. Grosimea inversiunilor termice

Grosimea stratului de inversiune reprezintă diferența de înălțime între baza și vârful acesteia. Acest parametru variază în funcție de anotimp, de natura masei de aer, de ambianța geomorfologică și de alți factori aerosinoptici și fizico-geografici locali.

În tab. 5.3 sunt prezentate valorile calculate pentru frecvența cazurilor cu inversiuni, clasificate în funcție de grosimea acestora în 9 clase întâlnite în literatura de specialitate (Darie et al., 1965; Ranga și Ionescu 1968). Se observă faptul că valorile descresc odată cu creșterea grosimii, pentru fiecare clasă înregistrându-se cel puțin un caz, excepție făcând inversiunile cu grosimi între 1751 – 2000 m.

Tab. 5.3. Frecvența cazurilor cu inversiuni termice, în funcție de grosime, raportată la toată troposfera stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa la 00 UTC și 12 UTC, în intervalul 1973–2016  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Grosime (m)										
Stația	Ora	<250	251-500	501-750	751-1000	1001-1250	1251-1500	1501-1750	1751-2000	>2000
Cernăuți	0	48,9	35,4	9,4	3,0	1,8	1,2	0,3	0,0	0,0
București		54,3	29,1	9,4	3,3	0,9	2,3	0,5	0,0	0,1
Odesa		54,9	31,5	9,0	2,6	0,9	0,6	0,2	0,2	0,1
Cernăuți	12	49,2	34,5	9,6	3,0	1,8	1,4	0,2	0,1	0,1
București		53,4	30,7	10,3	2,6	1,2	1,4	0,3	0,0	0,1
Odesa		55,9	29,2	8,8	2,4	1,6	1,5	0,6	0,0	0,1
Clase frecvență relativă (%)				0_10		30,1-40				
				10,1-20		40,1-50				
				20,1-30		50,1-60				

Frecvența cea mai mare din totalul cazurilor, la toate stațiile, o au inversiunile cu grosime mai mică de 250 m, urmată de grosimi între 251 m – 500 m. Inversiunile sub 500 de m grosime au însumat peste 80 % din cazuri la toate cele trei stații, atât la ora 00 UTC cât și la ora 12 UTC.

Distribuția valorilor nu prezintă diferențe mari între stații, grosimi peste 2000 m, foarte mari, înregistrându-se în toate cazurile cu excepția situației medii de la Cernăuți, ora 00 UTC. Se observă totuși o frecvență mai mare a inversiunilor cu grosimi mari la București cu o frecvență de 2,3 % în cazul celor cuprinse între grosimile de 1251 m – 1500 m și 0,5 %, în cazul celor cu grosimi între 1500 m - 1750 m.

Noaptea *la sol* se înregistrează frecvența maximă a inversiunilor termice, sub 500 m acestea depășind 60 %.

Pentru *troposfera inferioară* tot primele două clase de grosime, sub 500 m, dețin frecvențele cele mai mari însă se detașează inversiunile subțiri, sub 250 m cu peste 40 % din cazuri.

În *troposfera medie*, inversiunile subțiri sub 250 m, înregistrează o frecvență foarte mare de peste 60 % din cazuri deasupra celor trei stații.

Pentru *troposfera superioară* se observă aceeași frecvență mare a inversiunilor subțiri, sub 250 m și o situație particulară prin faptul că inversiunile groase, peste 1500 m cresc numeric

Grosimile inversiunilor diurne înregistrează o scădere, sub 1750 m. Cele de la sol înregistrează o creștere a grosimilor medii, între 750 m și 1750 m. Explicația acestor situații constă în creșterea umzelii atmosferice în stratul de inversiune și prezența plafonului de nori stratiformi care influențează regimul termic în straturile de la sol, accentuându-se amplitudinea termică și implicit grosimea acestora.

#### **5.4.5. Gradientul termic vertical mediu**

Gradientul termic vertical mediu reprezintă valoarea de referință pentru analiza și compararea inversiunilor termice. Această valoare este raportată la 100 m diferență de nivel.

Variația gradientilor termici medii ajunge de la  $-0,01$  °C/100m până la  $-16,3$  °C/100m la ora 00 UTC și de la  $-0,01$  °C/100m până la  $-15,7$  °C/100m în cazul celor de la ora 12 UTC. Frecvența pe clase de valori înregistrează o scădere de la valori mari,  $-0,01$  °C/100m și  $-2,0$  °C/100m la valori foarte mici, sub  $-10,1$  °C/100m.

Din totalul inversiunilor termice înregistrate în troposfera celor trei stații, atât noaptea cât și ziua, peste 90 % din cazuri prezintă valori medii ale gradientilor termici verticali mai mari de  $-4$  °C/100m, frecvența maximă fiind deținută de prima clasă de valori,  $-0,01$  °C/100m și  $-2,0$  °C/100m.

Inversiunile înregistrate în troposfera de la București au gradienti mai mici comparative cu cei de la Cernăuți și Odesa. Cunoaștem faptul că în apropierea suprafeței active subiacente variațiile sunt foarte mari și sunt cauzate de variația energiei solare. Valorile nocturne și diurne prezentate pentru sol și troposfera inferioară sunt dependente de schimbul de energie dintre suprafața terestră și straturile de aer adiacente.

În cazul analizei de față se observă o tendință de creștere a frecvenței inversiunilor la sol și o scădere în altitudine noaptea, tendință ce se inversează ziua datorită distrugerii totale sau parțiale a inversiunilor termice de la sol (fig. 5.9).

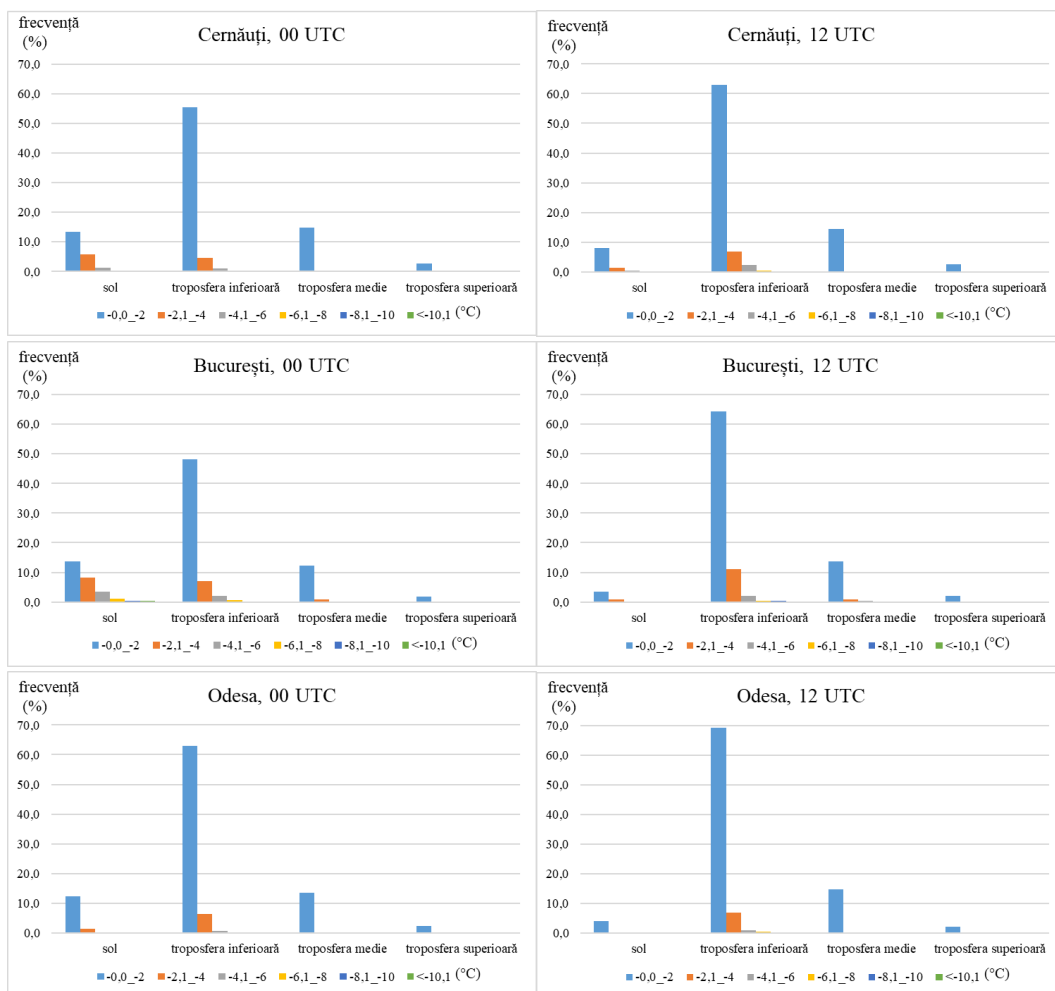


Fig. 5.9. Frecvența cazurilor cu inversiuni în funcție de gradientul mediu ( $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) la sol, în troposfera inferioară, medie și superioară la stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa la 00 UTC și 12 UTC în intervalul 1973–2016  
(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Din totalul inversiunilor, cele cu gradient termic mediu cuprins între  $-0,01$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și  $-2$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  au frecvența cea mai mare la toate cele trei stații, atât noaptea, la 00 UTC cât și ziua, la ora 12 UTC, la toate nivelurile luate în analiză.

Situația medie de *la sol*, noaptea este caracterizată de cazurile cu gradienti termici medii mai mari de  $-2$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  ce au o frecvență de aproximativ 12 % la toate cele trei stații, urmate de valori mai mici, cuprinse între  $-2,1$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și  $-4$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , cu o frecvență de 8 % la București, 6 % la Cernăuți și 2 % la Odesa. La București se înregistrează cazuri de inversiuni cu gradientii termici mici, între  $-4,1$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și  $-8$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , cu pondere de sub 4 %. La orele amiezii, situația medie a lunii ianuarie prezintă o reducere a valorilor frecvenței inversiunilor cu gradienti foarte mici, clasa cu valori cuprinse între  $-0,01$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și  $-2$   $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  fiind cea mai întâlnită, însă cu valori mult mai reduse decât cele nocturne, de sub 10 %. Ziua, situația de la București seamănă cu cea de la Cernăuți, iar Odesa înregistrează inversiunile cele mai slabe.

În *troposfera inferioară*, inversiunile sunt mai frecvente ziua decât noaptea datorită încălzirii diferențiate a suprafeței terestre. Aceeași clasă de valori a gradientilor termici medii mai mari decât  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  are frecvențele cele mai mari la acest nivel, de 48 % la București, 58 % la Cernăuți și 62 % la Odesa, noaptea, iar ziua ajungând până la 62 % la București și Cernăuți și 70 % la Odesa.

În *troposfera medie și superioară* diferențele între stații și între zi și noapte se reduc, dominând în continuare gradientii termici verticali medii cu valori peste  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ .

#### 5.4.6. Durata inversiunilor termice

Durata fenomenelor meteorologice este un indicator greu de măsurat, mai ales în cazul inversiunilor termice. În cazul studiului de față s-au selectat două perioade de analiză, cu măsurători realizate la 00 UTC și 12 UTC: 1973-1991 pentru cele 3 stații și 2001-2016 doar pentru București.

Duratele maxime variază de la 108 ore (9 măsurători consecutive) la sol, 192 ore (16 măsurători consecutive) în *troposfera inferioară*, 60 ore (5 măsurători consecutive) în *troposfera medie* și 24 de ore (2 măsurători consecutive) în *troposfera superioară*. Frecvențele calculate pentru cazurile cu inversiuni înregistrate descresc odată cu creșterea duratei, maximul fiind înregistrat sub 12 ore, cauzele fiind puse pe seama inversiunilor distruse de radiația solară pe timpul zilei sau chiar de lipsa continuă a radiosondajelor.

În intervalul 1973-1991, *la sol* mai mult de jumătate din inversiunile termice au o durată de sub 12 h, semnalându-se doar în cazul unui radiosondaj. Durata evenimentelor a ajuns la 108 ore în cazul stației Cernăuți și la 60 de ore în cazul stațiilor București și Odesa.

În *troposfera inferioară* frecvența cea mai mare o au tot inversiunile de scurtă durată, de sub 12 ore însă valorile sunt mai mici decât cele de la sol. Comparativ cu inversiunile de la sol, cele din *troposfera inferioară* sunt mai persistente, crescând valorile frecvenței pentru duratele mai mari. În cazuri excepționale durata acestora atinge 120 ore (10 măsurători consecutive) la Cernăuți, 192 ore (16 măsurători consecutive) la București și 132 ore (11 măsurători consecutive) la Odesa. Multe din cazurile înregistrate în aceste straturi sunt inversiuni groase, cu amplitudini mari și gradienti termici verticali mici, ce se distrug în timpul zilei datorită bilanțului radiativ și caloric, în timp ce la sol o mare parte din inversiunile înregistrate acolo sunt subțiri și se distrug repede.

În *troposfera medie* durata inversiunilor scade ajungând până la maxim 36 ore pentru Cernăuți cu 2,5 % și Odesa cu 1,8 % și maxim 24 de ore la București. Se constată o creștere a frecvenței inversiunilor cu durata mai mică de 12 ore, frecvența fiind de 80,5 % la Cernăuți, 88,7 % Odesa și 99,3 % la București.

În *troposfera superioară*, înregistrarea inversiunilor este mică iar durata acestora scade foarte mult, la sub 12 ore la București în totalitate și sub 24 de ore la Cernăuți, cu 7,4 % și Odesa cu 4,5 %.

În intervalul 2001-2016, la București situația de *la sol* se înregistrează o ușoară creștere a duratei inversiunilor termice comparative cu perioada anterioară, maximul atingând 60 de ore.

În *troposfera inferioară* creșterea duratei se accentuează, de la 72 de ore la 108 ore, exceptional acestea ajungând până la maximul de 192 ore. În *troposfera medie și superioară* duratele cresc în ultimul interval iar frecvența inversiunilor de scurtă durată se reduce.

#### 5.4.7. Intensitatea inversiunilor termice

Intensitatea este considerată a fi diferența de temperatură calculată între valorile înregistrate la vârful și baza inversiunii în cele mai multe studii (Cristodor et al., 1960; Darie et al., 1965; Ranga și Ionescu, 1968; Bogdan, 1999).

Pe toată grosimea troposferei, în lunile ianuarie ale perioadei 1973–2016, intensitatea inversiunilor termice variază la ora 00 UTC de la 0,1 °C la 22,9 °C la București, la 22,5 °C la Odesa și 20,4 °C la Cernăuți, iar la ora 12 UTC de la 0,1 °C la 19,3 °C la Cernăuți, la 18,8 °C la București și Odesa.

Media intensității inversiunilor înregistrează noaptea, la 00 UTC valori de 1,7 °C la cernăuți, 3,1 °C la București și 1,2 °C la Odesa iar ziua, la 12 UTC valori de 2,1 °C la Cernăuți și București și 1,9 °C la Odesa. Intensitățile maxime pot ajunge la valori record de peste 18 °C.

Gruparea intensităților pe clase de valori (fig. 5.10) reflectă o scădere a numărului de inversiuni odată cu scăderea intensității. Se observă faptul că cele mai numeroase inversiuni, mai mult de jumătate, sunt slabe, iar a doua jumătate sunt moderate spre intense, în următoarea ordine: București, Cernăuți și Odesa, mai intense noaptea și mai slabe ziua. Comparativ cu distribuția frecvențelor claselor cu gradienti termici medii, distribuția valorilor intensității prezintă o reducere a valorilor pentru prima clasă, cuprinsă între 0 și 2 °C în detrimentul claselor cu valori mai ridicate.

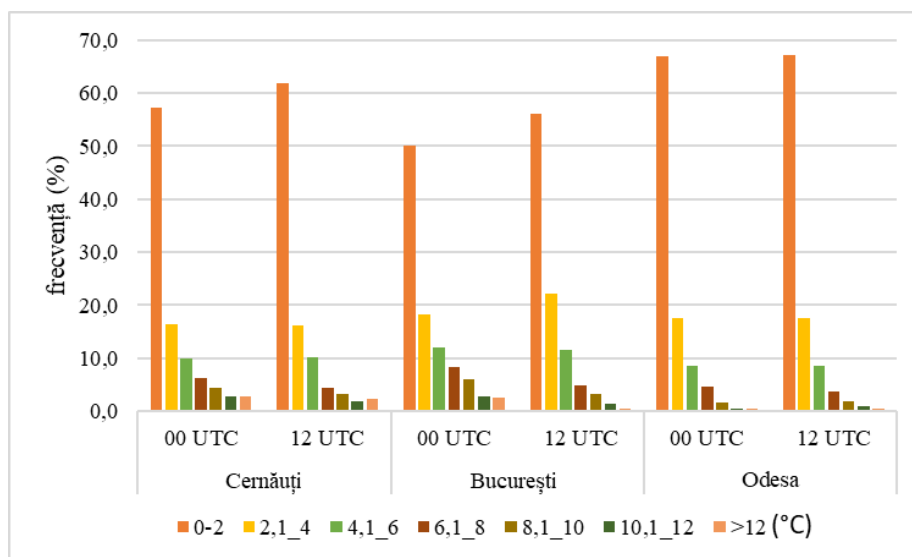


Fig. 5.10. Frecvența cazurilor cu inversiuni în funcție de intensitate (°C), raportată la toată troposfera stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa la 00 UTC și 12 UTC în intervalul 1973–2016 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Pe întreaga grosime a troposferei se manifestă inversiuni termice intense și cu variații foarte mari în troposfera inferioară și la sol și mai slabe și cu variații mici în troposfera medie și superioară, cauzele fiind puse pe seama influenței suprafeței active și a circulației atmosferice la scară mare.

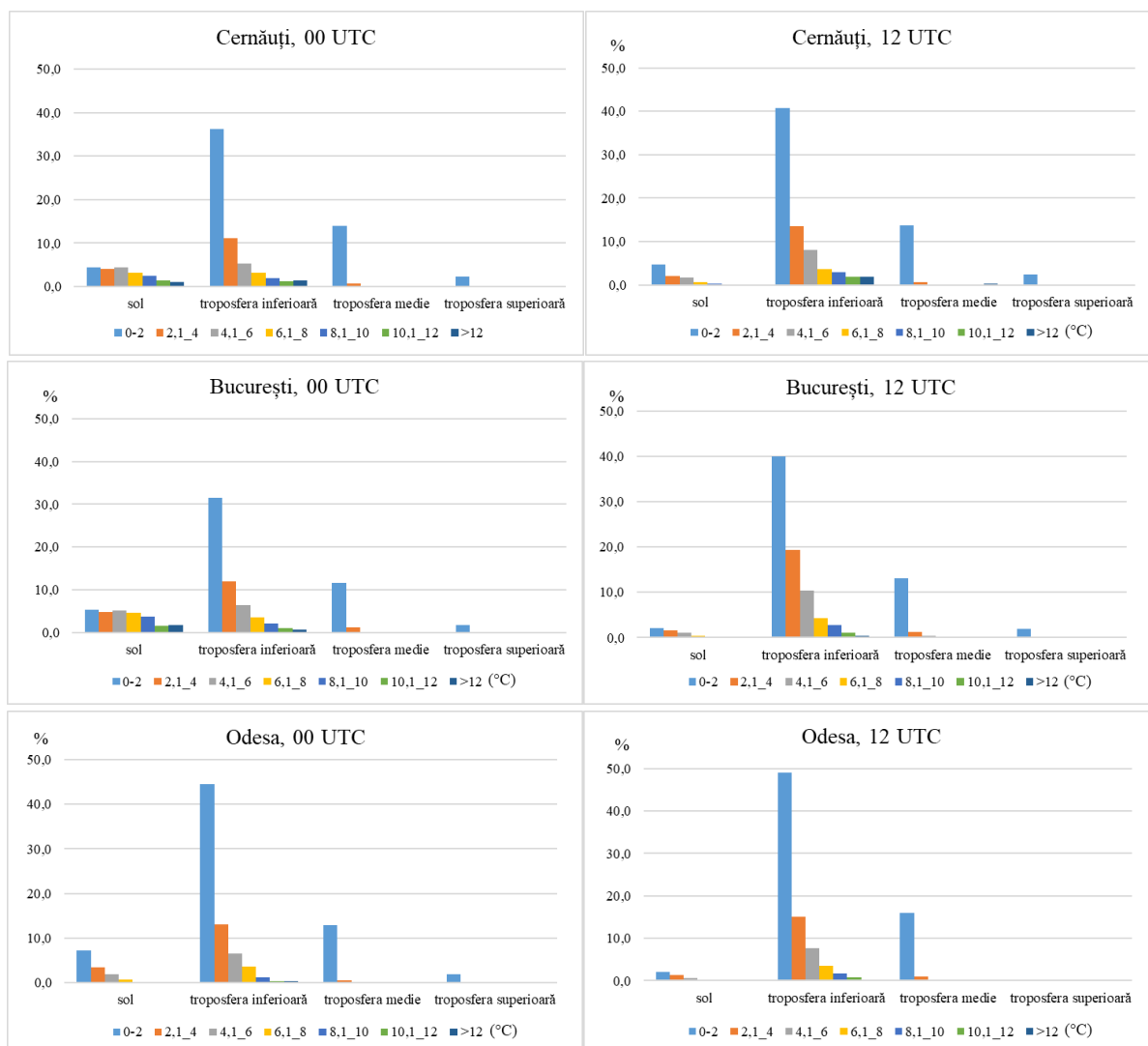


Fig. 5.11. Frecvența inversiunilor clasificate în funcție de intensitate (°C) la sol, în troposfera inferioară, medie și superioară la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa, la 00 UTC și 12 UTC în intervalul 1973–2016 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

La sol, noaptea, valorile intensității au frecvențe sub 10 % pentru toate stațiile. La Cernăuți și București sunt înregistrate cazuri în toate clasele de valori, inclusiv cu valori de peste 12 °C, iar la Odesa doar intensități de până la 8 °C. Ziua, intensitatea și frecvența acestora scad, la Cernăuți valorile maxime fiind 10 °C, la București 8 °C, iar la Odesa 6 °C.

În troposfera inferioară sunt înregistrate cele mai multe inversiuni termice, atât noaptea cât și ziua. La orele 00 UTC sunt înregistrate valori din toate clasele de valori, frecvențele acestora scăzând de la 0 – 2 °C la >12 °C.

În *troposfera medie și superioară* variațiile dintre noapte și zi și dintre stații se reduc. Frecvențele sunt similare cu cele ale gradientilor termici medii. Inversiuni slabe, cu valori ale intensității cuprinse între 0 °C și 2 °C ating frecvențele cele mai mari, de 13 % la Cernăuți, 14 % la București și 16 % la Odesa. În *troposfera superioară* valorile intensității și frecvențele sunt foarte reduse ca urmare a apropierii de tropopauză.

#### **5.4.8. Inversiuni termice cu diferite intensități**

Inversiunile termice pot fi clasificate în slabe, moderate și intense în funcție de clasele de valori utilizate pentru parametrii calculați și pot fi de durate variabile, de la câteva ore la zeci, chiar sute de ore consecutive.

Durata inversiunilor termice calculată pe baza observațiilor din radiosondaje este foarte importantă. În cazul în care măsurătorile lipsesc în anumite zile sau la unele termene orare, sunt considerate *cazuri* cu inversiuni slabe sau intense, iar atunci când avem măsurători continue sunt considerate *episoade* cu inversiuni slabe sau intense.

Metoda de lucru folosită (Iacobellis et al., 2009) utilizează diferența de temperatură între bază și vârf ( $\Delta T$ ) și durata inversiunilor termice.

Pe baza abaterilor intensității față de medie s-au calculat quartilele inferioare (Q1) și superioare (Q3). Inversiunile cu abateri peste valoarea quartilei superioare au fost considerate intense, cele cu abateri sub quartile inferioară – slabe iar cele cu valori ale abaterilor cuprinse între cele două valori de referință au fost nominalizate ca moderate.

*Inversiunile slabe* (25% din total) au intensități cuprinse între:

- 0,1 °C – 0,4 °C, la Odesa;
- 0,1 °C – 0,6 °C la Cernăuți;
- 0,1 °C – 0,8 °C la București.

*Inversiunile moderate* au intensități cuprinse între:

- 0,5 °C – 2,8 °C, la Odesa;
- 0,7 °C – 4,0 °C la Cernăuți;
- 0,9 °C – 4,4 °C la București.

*Inversiunile intense* au valori cuprinse între:

- > 2,8 °C, la Odesa;
- > 4,0 °C la Cernăuți;
- > 4,4 °C la București.

Atât inversiunile slabe cât și cele intense au frecvența mai ridicată noaptea decât ziua în troposfera celor trei stații analizate (fig. 5.12). În lunile ianuarie ale intervalului 1973–2016 s-au depistat 2426 inversiuni la Cernăuți, 3858 inversiuni la București și 2842 la Odesa, pe toată grosimea troposferei, valorile fiind dependente de frecvența măsurărilor operaționale.



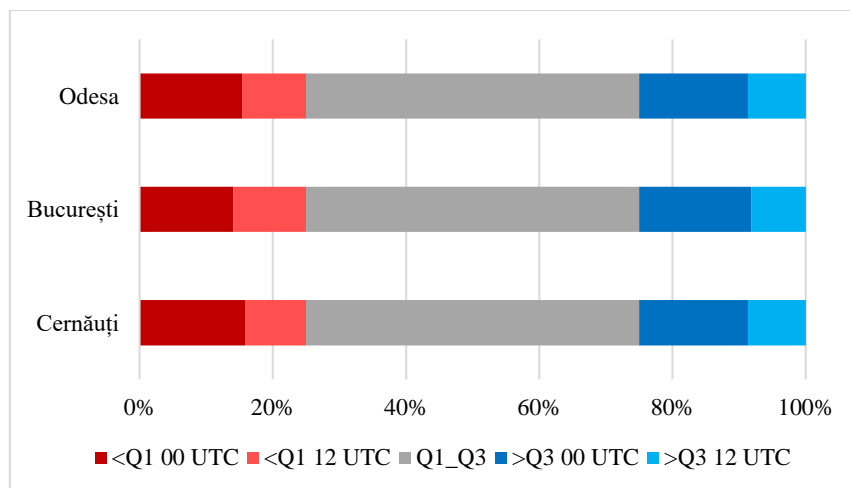


Fig. 5. 12. Distribuția frecvenței inversiunilor slabe (<Q1), intense (>Q3) la 00 UTC și 12 UTC și moderate (Q1\_Q3) în troposfera stațiilor aerologice Cernăuți, București și Odesa în lunile ianuarie ale intervalului 1973–2016 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

#### 5.4.8.1. Inversiunile termice slabe

În funcție de factorii genetici ai inversiunilor intensitatea acestora se modifică în timp, mai ales de la noaptea la zi și pe verticală. Distribuția frecvențelor inversiunilor slabe pe verticală este reprezentată grafic în fig. 5.13.

Din totalul inversiunilor slabe, frecvența cea mai mare se înregistrează noaptea, cu un procent de 63,2 % la Cernăuți, 56,9 % la București și 66,0 % la Odesa, ziua frecvențele atingând 36,8 % la Cernăuți, 43,1 % la București și 34 % la Odesa.

Pe verticală, frecvența maximă a inversiunilor termice este atinsă în troposfera inferioară, până la 3000 m, cea mai mare la Odesa, de 36 %, urmată de Cernăuți cu 35,8 % și de București cu 32 %. Al doilea nivel cu frecvență mare este reprezentat de troposfera medie cu frecvențe cuprinse între 21,2 % la Cernăuți, 21 % la Odesa și 16,5 % la București. La sol și în troposfera superioară frecvențele inversiunilor slabe au frecvență sub 5 %.

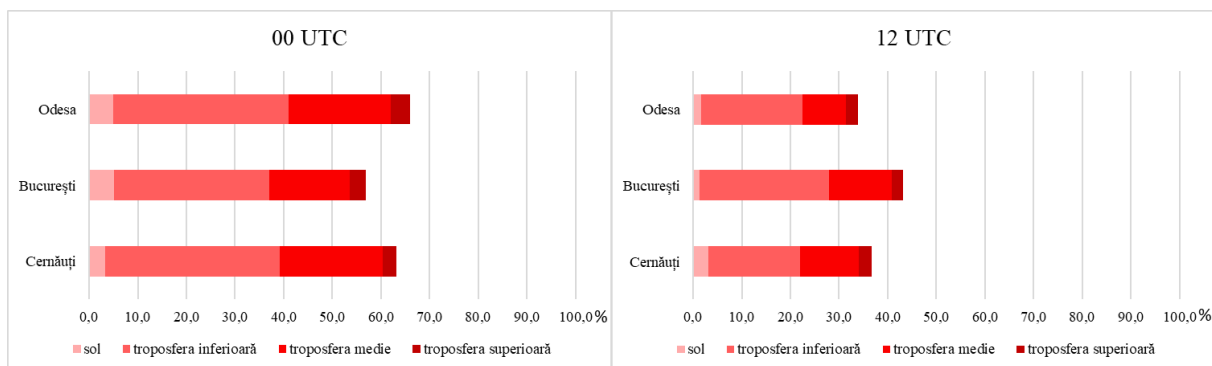


Fig. 5.13. Distribuția frecvențelor inversiunilor slabe la sol și în troposfera inferioară, medie și superioară la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa în lunile ianuarie ale intervalului 1973–2016, la orele 00 UTC și 12 UTC

(sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Inversiunile slabe se concentrează majoritar sub 750 m grosime, maximul fiind înregistrat de inversiunile slabe și subțiri, sub 250 m grosime, atât noaptea cu valori cuprinse între 45,9 % și 53,9 %, cât și ziua, cu valori cuprinse între 25,5 % și 34,4 %. Peste 70 % din totalul inversiunilor înregistrate în troposferă, în lunile ianuarie ale intervalului 1973 – 2016 au gradienti mai mari de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  iar 15 % sub  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , clasele cu gradienti mai mici având ponderi apropiate de 0 sau lipsesc. Inversiunile slabe și cu gradient mai mare de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  ating frecvențe record, de 97,3 % la Cernăuți, 98,8 % la București și 99,6 % la Odesa. În concluzie inversiunile slabe sunt frecvente în troposfera medie și superioară, mai mult noaptea decât ziua, sunt subțiri sub 250 m și cu gradienti medii apropiați de  $0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , sub  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ .

#### 5.4.8.2. Inversiunile termice intense

În perioadele cu stabilitate atmosferică mare se produc cele mai intense și mai persistente inversiuni, care au valori accentuate ale parametrilor măsurabili. În cazul studiului de față acestea au diferențele cele mai mari de temperatură între bază și vârf și abaterile de la medie cele mai mari, peste quartila superioară.

Din totalul inversiunilor intense (fig. 5.14) frecvența cea mai mare se înregistrează în troposfera inferioară, până la 3000 m la ambele intervale orare, cu mențiunea că pe timpul nopții valorile frecvenței sunt mai mari. Frecvențele ajung noaptea la valori de 34 % la Cernăuți, 29,2 % la București și 50,7 % la Odesa, iar ziua la 28,5 % la Cernăuți și București și la 30,4 % la Odesa.

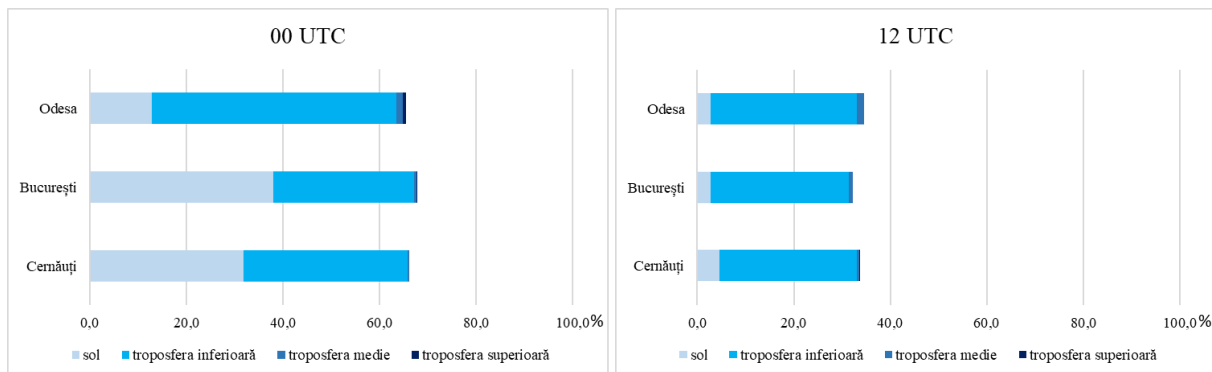


Fig. 5.14. Distribuția frecvențelor inversiunilor intense la sol și în troposfera inferioară, medie și superioară la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa în intervalul 1973–2016, la orele 00 UTC și 12 UTC (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Între cele trei stații, la București se înregistrează cea mai mare frecvență a inversiunilor intense iar la Odesa cea mai mică, explicațiile fiind menționate în toate analizele anterioare, caracterul depresionar al spațiului sudic extracarpatic și respectiv proximitatea de Marea Neagră. În altitudine, în troposfera medie și superioară inversiunile intense se manifestă foarte rar, frecvențele acestora fiind mici, de sub 2 %, sau chiar lipsesc total în straturile superioare.

Comparativ cu frecvențele inversiunilor slabe, cele intense se manifestă îndeosebi la sol și în troposfera inferioară, noaptea concentrându-se sub altitudinea de 3000 m. O altă diferență

constă în faptul că acestea se întâlnesc mai des în troposfera inferioară ziua, explicația fiind pusă pe seama distrugerii straturilor inferioare de la sol și ridicarea acestora pe timpul zilei odată cu intensificarea radiației solare.

Inversiunile intense au grosimi mai mari decât cele slabe, ajungând la 1500 m și excepțional peste această valoare, majoritatea încadrându-se în categoria *inversiunilor absolute*. Frecvența inversiunilor intense scade odată cu scăderea gradientului termic însă prezintă cazuri în toate clasele folosite în studiu, inclusiv sub  $-10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Inversiunile intense sunt mai multe și cu gradientul mai mic noaptea decât ziua, maximul fiind înregistrat în clasa cu valori peste  $-2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , noaptea la Cernăuți înregistrându-se 35,5 %, la București 24,3 %, la Odesa 45,7 %, iar ziua 18,4 % la Cernăuți, 16,8 % la București și 22,3 % la Odesa.

Analiza acestor inversiuni în funcție de parametrii măsurabili au scos în evidență câteva particularități precum înregistrarea maximă a frecvenței în troposfera inferioară și medie pentru cele slabe și în troposfera inferioară și la sol pentru cele intense, grosimi mici ale inversiunilor slabe, sub 250 m și grosimi mai mari pentru cele intense, cu maximul cuprins între 251 m și 500 m și gradienti termici apropiați de  $0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , peste  $-2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  pentru cele slabe în proporție de 95 % din cazuri și gradienti mult mai mici pentru cele intense, peste  $-6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  în proporție de 90 %.

#### **5.4.8.3. Episoade cu inversiuni termice slabe și intense**

*În perioada 1973–1991*, perioada comună de analiză pentru cele trei stații, se observă o grupare mai mare a cazurilor de inversiuni intense comparativ cu cele slabe. În cazul inversiunilor slabe, din totalul cazurilor înregistrate la Cernăuți, doar 12,5 % se grupează în episoade, la Odesa doar 6,7 %, iar la București cazurile sunt individuale și nu se grupează în episoade. Inversiunile intense au o tendință de grupare mult mai mare, frecvențele fiind de 42 % la Cernăuți, 31,8 % la București și 36,1 % la Odesa.

Inversiunile mai slabe, cu parametrii reduși ca valoare (pentru grosime, gradient termic mediu și intensitate) dar cu frecvență mare sunt ușor de distrus odată cu intensificarea radiației solare pe timpul zilei, ducând la o persistență mai slabă a acestora.

Pentru stația București în perioada 2001–2016, 18 % din cazurile cu inversiuni slabe s-au grupat în episoade, iar pentru cele intense frecvența a ajuns la 36,4 %. Comparativ cu perioada de analiză anterioară se observă faptul că inversiunile slabe s-au grupat în episoade, iar gruparea cazurilor cu inversiuni intense crește de la 31,8 % la 36,4 %, explicațiile fiind prezentate în analiza detaliată a parametrilor.

*În perioada 2001–2016* la stația București comparativ cu perioada anterioară se observă și înregistrarea episoadelor cu inversiuni slabe, care ajung până la 6 cazuri în lunile ianuarie în 2006 și 2008.

În lunile ianuarie ale perioadei comune de observație 1973–1991, inversiunile slabe înregistrate consecutiv în episoade specifice tind să se concentreze în straturile troposferei inferioare, deasupra solului, apoi în troposfera medie și în cea superioară în nordul arealului extracarpatic, deasupra stației Cernăuți, iar cele intense exclusiv sub 3000 m, în troposfera

inferioară și la sol (fig. 5.15). O situație aparte se înregistrează la stația de la București, acolo unde nu sunt înregistrate episoade cu inversiuni slabe, acestea fiind cazuri individuale. În cazul episoadelor cu inversiunilor slabe frecvența acestora în troposfera superioară atinge valori de 61,9 % la Cernăuți și 80 % la Odesa, urmate apoi de troposfera medie, cu valori de 28,6 % la Cernăuți și 20 % la Odesa.

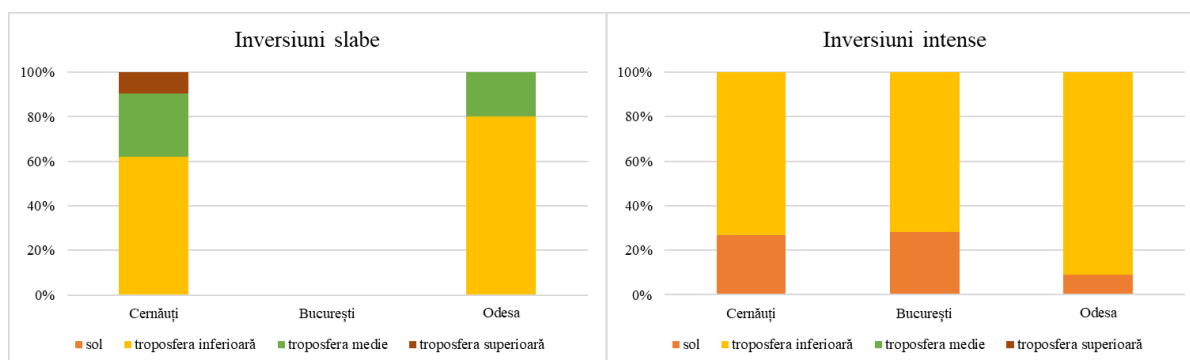


Fig. 5.15. Frecvența episoadelor cu inversiuni slabe și intense la sol, în troposfera inferioară, medie și superioară la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa în lunile ianuarie ale intervalului 1973–1991 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Distribuția episoadelor cu inversiuni slabe și intense din troposfera Bucureștiului în perioada 2001–2016 este reprezentată grafic în figura 5.16. Comparativ cu perioada anterioară analizată sunt înregistrate și la București inversiuni slabe. Episoadele cu inversiuni groase sunt înregistrate în continuare sub 3000 m, în troposfera inferioară și la sol, cu mențiunea că în ultima perioadă, după 2001 a scăzut frecvența la sol de la 28,3 % la 8,2 %, iar cea din troposfera inferioară a crescut de la 71,7 % la 91,8 %.

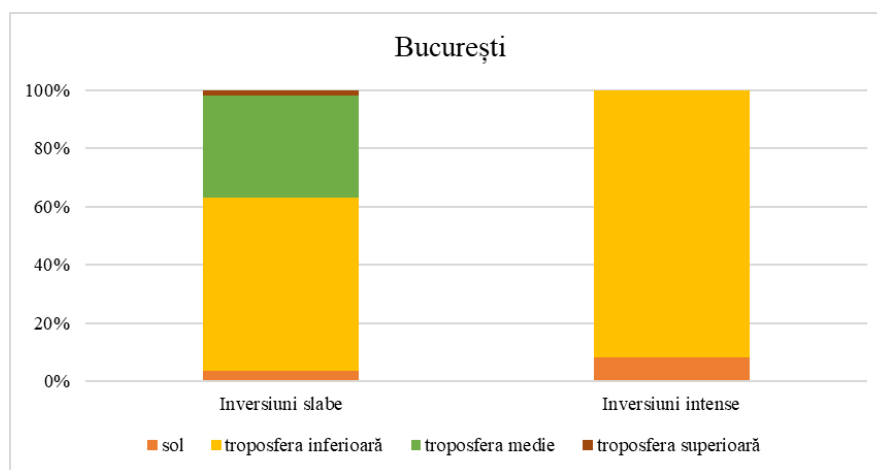


Fig. 5.16. Frecvența episoadelor cu inversiuni slabe și intense la sol, în troposfera inferioară, medie și superioară la stația aerologică București în lunile ianuarie ale intervalului 2001–2016 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Atât episoadele cu inversiuni slabe cât și cele cu inversiuni intense au durată de cel puțin 12 ore, semnalându-se în cel puțin două măsurători consecutive (00 UTC și 12 UTC). Cele mai

persistente și de durată sunt cele cu inversiuni intense (fig. 5.17), acestea ajung în intervalul 1973–1991 până la 108 ore (9 măsurători consecutive) și 132 ore (11 măsurători consecutive) în intervalul 2001–2016, ambele valori maxime înregistrate la București. În cazul episoadelor cu inversiuni slabe. Acestea au avut durată și persistența mai mică, în perioada 1973–1991, ajungând la maxim 36 de ore (3 măsurători consecutive la Cernăuți iar în perioada 2001–2016 iar la București, au ajuns până la durată de 60 de ore (5 măsurători consecutive).

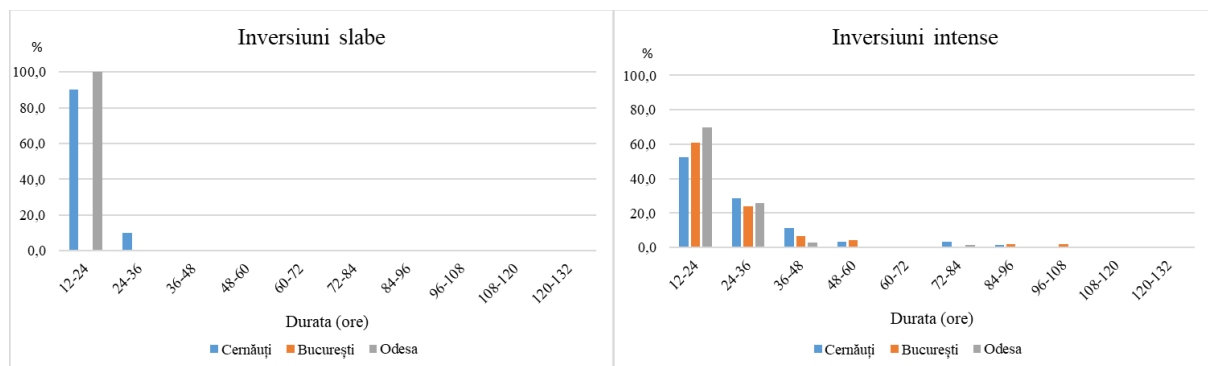


Fig. 5.17. Durata episoadelor cu inversiuni slabe și intense la stațiile aerologice Cernăuți, București și Odesa în lunile ianuarie ale intervalului 1973–1991 (sursa datelor: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Frecvența episoadelor descrește odată cu creșterea duratei acestora în ambele cazuri. Episoadele cu inversiuni termice slabe înregistrează un maxim între 2000 m și 3000 m, iar cele intense între 500 m și 1000 m, urmate apoi de cele sub 500 m și durează în medie 12-24 ore. Cazuri izolate se înregistrează și în troposfera medie și superioară.

Episoadele cu inversiuni intense au o durată mai mare comparativ cu cele slabe și ajung în medie la 24 – 36 ore. Episoadele se înregistrează exclusiv sub 3000 m, ating un maxim la nivelul cuprins între 500 m – 1000 m, urmate de situația de la sol, cel mai probabil sunt distruse ziua parțial și se refac pe timpul nopții.

În cazul intervalului 2001–2016 la București se mențin aceleași caracteristici, respectiv cele slabe ajung până la maxim 5 măsurători consecutive, cu un maxim la nivelul de 2000 – 3000 m iar cele intense au o durată mai mare, până la 11 măsurători, maximul fiind înregistrat la același nivel.

Episoadele cu inversiuni slabe, înregistrate la Cernăuți și Odesa în perioada 1973–2016 au valorile medii ale grosimii de 228 m iar la Odesa sunt mai subțiri, de 213 m, ambele valori încadrându-se în prima clasă de grosime (< 250 m), cu frecvența cea mai mare din totalul inversiunilor înregistrate în perioada 1973–2016 la toate cele 3 stații. Gradientul mediu calculat doar pentru aceste cazuri înregistrează valori foarte mici, de  $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , foarte apropiat de izotermii la ambele stații unde s-au înregistrat inversiuni slabe. Intensitatea prezintă valori foarte mici, de  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  atât la Cernăuți cât și la Odesa. Valorile medii ale acestor parametri indică faptul că aceste inversiuni sunt ușor de distrus iar faptul că acestea sunt înregistrate consecutiv poate

fi pus seama manifestării inversiunilor slabe pe suprafețe mai mari, ele fiind adesea amplificate de prezența norilor stratiformi și a fenomenului de ceață.

În cazul episoadelor cu inversiuni termice intense valorile medii ale parametrilor cresc în cazul grosimii și al intensității și scad în cazul gradientului termic mediu. Grosimile medii înregistrate ating valorile cele mai mari la nordul arealului, deasupra stației Cernăuți cu 520 m, (a treia clasă de grosime, 501 m – 750 m, analizată în cazul tuturor inversiunilor) urmate apoi de București cu 449 m și de Odesa cu 460 m (a doua clasă de grosime, 251 m – 500 m). Gradientul mediu are valori de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  la Odesa și  $-2,3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  la București și Cernăuți, iar intensitatea atinge valorile cele mai mari la București, cu  $7,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  la Cernăuți și  $5,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  la Odesa, mult mai mică comparativ cu celelalte două stații.

Comparativ cu episoadele cu inversiuni slabe, unde nu se observă diferențe mari între stații, în cazul situațiilor cu inversiuni intense se observă foarte bine faptul că Bucureștiul are numeroase inversiuni cu intensitate mare comparativ cu Odesa, explicațiile fiind menționate în toate cazurile anterioare, caracterul depresionar al spațiului extracarpatic sudic și proximitatea Mării Negre cu efect moderator.

În ultima perioadă, 2001–2016, la București evenimentele cu inversiuni slabe au fost prezente, în număr foarte mare. Nu putem compara valorile, deoarece în intervalul 1973–1991 nu s-au înregistrat cazuri, însă putem compara cu valorile medii înregistrate la Cernăuți și Odesa. Cele de la București au valori mici, de 146 m, față de peste 200 m cât înregistrează valorile medii la Celelalte două stații în intervalul anterior, gradientul mediu este mult mai mic, de  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , față de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , iar intensitatea, mai mare, de  $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , comparativ cu  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Episoadele cu inversiuni intense din al doilea interval au avut comparativ cu cele înregistrate în 1973–2016, evidente scăderi ale valorilor tuturor parametrilor, modificarea valorilor medii ale grosimii și intensității și gradientului termic mediu. Astfel grosimea medie a scăzut de la 449 m la 324 m, intensitatea medie de la  $7,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  la  $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , iar gradientul termic vertical mediu de la  $-2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  la  $-3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## Concluzii

Cunoașterea regimului termic al aerului troposferic în arealul extracarpatic prezintă o importanță climatologică deosebită, variațiile temperaturii influențând direct fenomenele climatice cu impact asupra activității umane. Inversiunile termice, ca un fenomen asociat temperaturii influențează și mai mult activitatea umană prin modificarea parametrilor umidității atmosferice și ai nebulozității, asupra aviației prin reducerea vizibilității, apoi în straturile în care acționează generează valori minime ale temperaturilor și mențin poluanții în apropierea stratului de aer în care se desfășoară activitatea umană. În cazul stratificării termice inverse rezultatele acestui studiu se axează pe calculul parametrilor măsurabili ai inversiunilor termice, parametri ce pot fi folosiți pentru a diminua efectele negative ale acestora. Rezultatele pot fi folosite în studiile urbanistice pentru amplasarea zonelor rezidențiale, pentru limitarea transportului și a anumitor activități poluante, pot fi utilizate în protecția transporturilor, în special a celor aeriene și în multe alte domenii conexe.

Pentru prima dată în România s-a realizat o analiză complexă a regimului termic și al inversiunilor termice din troposferă. Astfel, în funcție de obiectivele propuse au rezultat concluzii particulare:

*În cazul particularităților regimului termic în troposfera arealului extracarpatic s-a demonstrat întârzierea temperaturilor medii anuale minime și maxime în troposferă (minime din ianuarie spre februarie iar maxime din iulie spre august).*

- În arealul extracarpatic predomină primăverile mai reci, fiind caracteristice climatului cu influențe vestice, oceanice.

- Particularitățile topoclimatice și influența suprafeței active subiacente se resimt sub 700 hPa (3000m), fiind mai cald la Odesa comparativ cu Cernăuți și București în toate situațiile analizate.

*Perioada analizată este caracterizată de schimbări climatice, cu înregistrarea anomaliilor termice și a schimbării tendințelor regimului termic.*

- Tendințele diferite ale variației temperaturii în troposferă și stratosfera inferioară sunt confirmate de rezultatele obținute în analiza temperaturii.

- Troposfera inferioară se încălzește cel mai mult, abaterile de la media intervalului 1973-2016 fiind cele mai mari din troposferă după 2005.

*Analiza inversiunilor termice în troposferă prezintă valorile cele mai mici ale gradientilor termici se înregistrează la sol, una din cauze fiind înregistrarea inversiunilor termice.*

- Particularitățile arealului extracarpatic conduc la înregistrarea unor inversiuni termice de amploare în troposfera inferioară, la București și Cernăuți și mai reduse în sud-estul acestuia, la malul Mării Negre, la Odesa.

-Producerea stratificării termice este însoțită de fenomene meteorologice cu potențial de risc asupra activității umane.

În privința *cuantificării parametrilor inversiunilor termice* s-au obținut rezultate asupra frecvenței, altitudinii de apariție, grosimii, gradientului mediu, intensității și duratei.

-Frecvența inversiunilor termice este mai la sol noaptea și mai mare în troposfera inferioară ziua, cauza principală fiind radiația solară.

-Cele mai multe inversiuni termice, aproximativ 80% sunt subțiri, cu grosimi sub 500m, restul de 20% înregistrând și 2000 m.

-Cel mai frecvent gradient termic mediu este cuprins între  $-0,01^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și  $-2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ .

-Durata medie a inversiunilor este de sub 12 ore, însă s-au înregistrat și inversiuni de 192 ore (7 zile).

-Cea mai frecventă clasă de intensitate este cuprinsă între  $0,1$  și  $2^{\circ}\text{C}$ , însă acestea pot ajunge și la  $22^{\circ}\text{C}$ .

-Straturile inferioare, sub 700 hPa (3000 m) ale troposferei sunt cele care înregistrează frecvența maximă a inversiunilor termice.

-Între cele 3 stații analizate troposfera de la București înregistrează inversiunile cu parametrii cei mai puternici comparativ cu Cernăuți și Odesa, lanțul Carpatic și Marea Neagră fiind cauza acestor modificări regionale.

*Inversiunile au fost clasificate în funcție de intensitate, în slabe, moderate și intense.*

-Inversiunile slabe sunt mai frecvente noaptea, în troposfera inferioară și la sol, au grosimi mici, sub 250 m, gradienti peste  $-2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și intensitate mică, sub  $2^{\circ}\text{C}$  și durează sub 12 ore.

-Inversiunile intense sunt înregistrate frecvent tot noaptea, la sol și în troposfera inferioară; au grosime mai mare, între 250 și 750 m, gradientul termic cuprins între  $-2,1$  și  $-4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  și intensitate mare.

- Variația în timp a parametrilor episoadelor cu inversiuni slabe și intense reflectă o reducere a duratei acestora, de la 36 ore la mai puțin de 24 de ore și o reducere a grosimii și a intensității pe fondul încălzirii troposferei, mai ales după anii 2000.



## BIBLIOGRAFIE

- Alexe C. (2012), Some thermic differences in the southern metropolitan area of Iași, *Present Environment and Sustainable Development*, Vol.6, No.1.
- Agudelo P., Curry J. (2004), Analysis of spatial distribution in tropospheric temperature trends, *Geophys Res. Lett.*, 31 (22).
- Andreas E. L. Claffy K.J., Makshtas A., (2000), Low level atmospheric Jets and Inversions over the Western Weddell Sea, *Boundary Layer Meteorology*, 97 (3).
- Apăvăloae M., Apostol L. (1984), Caracteristicile inversiunilor termice în Depresiunea Dornelor, *Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir”*, nr. 4/1983, Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Apăvăloae M., Apostol L., Pîrvulescu I. (1990), Caracteristici ale inversiunilor termice din Depresiunea Ciuc, *Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir”*, nr. 9, Fac. Geogr.-Geol., Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Apăvăloae M., Apostol L., Pîrvulescu, I. (1995), Rolul inversiunilor termice în dinamica poluanților atmosferei din arealul municipiului Piatra Neamț, *Lucr. sem. „Principii și tehnologii moderne pentru reducerea poluării atmosferice” Piatra Neamț, 1994, Ag. de Prot. a Med. - Staț. de Cercet. „Stejarul”*.
- Apostol, L. (1990), Anomalii ale temperaturii aerului pe teritoriul României, SCGGG, Ser. Geogr., t. XXXVII, Edit. Academiei, București.
- Apostol L., (2004), Clima Subcarpaților Moldovei, Editura Universității din Suceava.
- Apostol L., **Bărcăcianu F.** (2014), Circulation in the troposphere over Europe between 40° and 55° North latitude, with special focus on the western direction, *Georeview, Scientific Annals of Stefan cel Mare University of Suceava. Geography Series*.
- Apostol L., **Bărcăcianu F.**, Ichim P., Sfică L. (2014), The thermal inversion phenomena on ground level and free atmosphere in the first 3000 m above Moldova, Romania, *Advances in Environmental Sciences - AES Bioflux*, 2015, Volume 7, Issue 2.
- Apostol L., Sfică, L. (2008), Characteristics of the fog phenomenon in the Siret Corridor and aspects of the induced climatic risk, *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” ser. Nouă, Geogr., t. LIV, s. II, Iași*. 117.
- Apostol L., Sfică L. (2013), Thermal differentiations induced by the Carpathian mountains on the Romanian territory, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, May 2013, Vol. 8, No. 2.
- Apostol L., **Bărcăcianu F.**, Ilie N., Tiron M., Șoitu D. (2015), Restructuring of western wind direction by the Carpathians mountains in Moldova, *Energy and clean Technologies CONFERENCES PROCEEDINGS, 15 th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2015*.
- Apostol L., **Bărcăcianu F.** (2015), Circulation in the troposphere over Europe between 40° and 55° North latitude, with special focus on the western direction, *Georeview, Scientific Annals of Stefan cel Mare University of Suceava, Geography Series*, Vol. 24, No. 1.
- Bailey A., Chase T.N., Cassano J.J., Noone D. (2011), Changing temperature inversion characteristics in the US southwest and relationships to large-scale atmospheric circulation. *J Appl Meteorol Climatol* 50.
- Bălescu O., Beșleagă N. (1962), *Viscoalele în Republica Populară Română*, Institutul Meteorologic, București.
- Bărcăcianu F.**, Apostol L. (2014), Considerations on temperature inversions in the lower troposphere in the 2001-2002 cold season, South of the Carpathian Mountains, *PESD*, Vol 8, no.2.

- Bărcăcianu F.**, Apostol L., Moroşanu A. G. (2014), Characteristics of thermal anomalies occurring during the cold season above Bucharest, as determined on the basis of radio and satellite soundings, *Lucrările celei de a VI-a Conferinţe Internaţionale „Aerul şi apa – componente ale mediului”*, Facultatea de Geografie, Universitatea „Babeş-Bolyai”, Cluj-Napoca.
- Bărcăcianu F.**, Sîrghiea L., Iordache I., Apostol L., Sfică L. (2015), Recent changes in air temperature in extra-carpethian Moldavia, *Energy and clean technologies Conference proceedings, 15<sup>th</sup>International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2015*, Albena, Bulgaria.
- Bărcăcianu F.**, Istrate V., Bocancea R. S. (2016), The influence of absolute thermal inversion on the relative humidity in the lower troposphere, *Geographia Technica*, Vol 11, Issue 1.
- Bărcăcianu F.**, Ilie N., Şoitu D., Tiron M., Mihăilescu C. (2016), Changes in cold days frequency in extra-carpethian areas of Romania, *SGEM2016 Conference Proceedings*.
- Băzâc Gh. (1983), *Influenţa reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României*, Editura Academiei R.S.R., Bucureşti.
- Bîrsan M. V., Micu D.M., Niţă I. A., Mateescu E., Szép R., Keresztesi Á. (2018), Spatio-temporal changes in annual temperature extremes over Romania (1961–2013), *Romanian Journal of Physics*, 64, 816.
- Bogdan O., Niculescu E. (1999), *Riscurile climatice din România*, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
- Bogdan O., Niculescu E. (2004), Aspecte climatice specifice ale depresiunilor Giurgeu, Ciuc, Braşov, Factori şi procese pedogenetice în zona temperată, vol. 2, nr. 1, *Fac. Geogr.-Geol., Univ. „Al. I. Cuza”, Iaşi*.
- Bogdan O. (1978), Les contrastes thermiques de air dans la plaine du Bărăgan – important indicateur du degree de continentalisme, *Revue Roumaine de Geographie*, Tom. 22.
- Bordei N., Ion Bordei E. (2008), Fenomene meteorologice induse de configuraţia Carpaţilor în Câmpia Română, Editura Academiei Române, Bucureşti.
- Bourne S. M., Bhat U. S., Zhang J., Thoman R. (2010), Surface-based temperature inversions in Alaska from a climate perspective, *Atmospheric Research* 95.(2-3).
- Bowling S. A. (1985), Climatology of High-Latitude air pollution as illustrated by Fairbanks and Anchorage, Alaska, *Journal of climate and applied Meteorology*, Vol. 25.
- Cheval S, Dumitrescu A. (2014) The summer surface urban heat island of Bucharest (Romania) retrieved from Modis images. *Theor Appl Climatol* 121 (3).
- Cheval S, Dumitrescu A, Bell A. (2009) The urban heat island of Bucharest during the extreme high temperatures of July 2007. *Theor Appl Climatol* 97 (3).
- Connolley W. M., (1996), The Antarctic temperature inversion, *Royal Meteorological Society*, Vol. 16, Issue 12.
- Cristodor E., Darie Z., Dragomir S. (1960), *Regimul termic al atmosferei libere deasupra oraşului Bucureşti*, Culegere de lucrări I.M.
- Croitoru A. E., Drignei D., Holobaca I., Dragotă C. S. (2012), Change-point analysis for serially correlated summit temperatures in the Romanian Carpathians.
- Croitoru A. E., Chiotoroiu B., Ivanova T., Torică V. (2013), Changes in precipitation extremes on the Black Sea Western Coast. *Global and Planetary Change*, 102.
- Curtis J., Hartmann B., Wendler G. (2003), Climate variability for arctic Alaska. *Proceedings of the Seventh Conference on Polar Meteorology and Oceanography*, Hyannis, MA, AMS, Paper 1.11.
- Czarnecka M., Lenciewicz J. N., Rawicki K. (2018), Temporal structure of thermal inversions in Łeba (Poland), *Theoretical and Applied Climatology*.

- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., Rawicki K. (2016), Thermal inversions and sulphure dioxide concentrations in some Polish cities in the winter season. *J. Elem.*, 21(4): 1001-1015.
- Darie Z. et al. (1965), Gradientul vertical de temperatură și inversiunile în stratul sol – 250 m deasupra regiunilor București și Constanța, Culegerea de lucrări a Institutului Meteorologic.
- Diallo, M., Legras, B., Ray, E., Engel, A., & Añel, J. A. (2016). *Global distribution of CO<sub>2</sub> in the upper troposphere and stratosphere*.
- Dobson G. M. B., Brewer A. W., Cwilog B. M. (1946), Meteorology of the lower stratosphere, *Proc. Phys. Soc.*, (London), A185, 144-175.
- Frimescu M., Georgescu M. (1983), Inversiuni termice de radiație determinate pec ale indirectă din observații meteorologice uzuale, *Studii și cercetări. Meteorologie*, Vol. I.
- Fochesatto, G. J. (2015), Methodology for determining multilayered temperature inversions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8 (5).
- Goody R. M., Yung Y. L. (1989), *Atmospheric Radiation - Theoretical Basis*, Second edition, New York, OXFORD UNIVERSITY PRESS
- Hartmann B., and Wendler G. (2005), Climatology of the winter surface temperature inversion in Fairbanks, Alaska. *Proc. Eighth Conf. on Polar Meteorology/16th Conf. on Climate Variability and Change*, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., JP2.26.
- Herbel I., Croitoru A.E., Rus A. V., Roșca C. F., Harpa G. V., Ciupertea A. F., Rus I. (2017), The impact of heat waves on surface urban heat island and local economy in Cluj-Napoca city, România, *Theoretical and Applied Climatology*, 133.
- Hikari, S., Kundan, L. S., Akira, K., Akikazu, K., & Yoshio, I. (2008), Fog simulation using a mesoscale model in and around the Yodo River Basin, Japan. *Journal of Environmental Sciences*, 20 (7).
- Iacobellis S.F., Norris J. R., Kanamitsu M., Tyree M., Cayan D.C. (2009), Climate variability and California low-level temperature inversions. California Climate Change Center, California.
- Iacobellis S., Cayan D., Norris J., Kanamitsu M. (2010), Impact of Climate Change on the frequency and intensity of low level temperature Inversions in California, Final Report to the California Air Resources Board, Project 06-319.
- Iyer U. S., Nagar S. G. (2011), Variability in surface inversion characteristics over India in winter during the recent decades, *Journal of Earth System Science* 120.
- Johnson, C. E., W. J. Collins, D. S. Stevenson, and R. G. Derwent, Relative roles of climate and emissions changes on future tropospheric oxidant concentrations, *J. Geophys. Res.*, 104.
- Kahl J. D., (1990), Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast, *International Journal of Climatology*, Vol. 10, Issue 5.
- Kalnay et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470 p. Nitrogen Dioxide on Incoming Solar Radiation. *Journal of Solar Energy Research Updates*, 2(1), 14–17.
- Kallos G., Kassomenos P., Pielke R. (1993), Synoptic and mesoscale circulations associated with air pollution episodes in Athens, Greece, *Boundary-Layer Met.*, 63.
- Keyser D., Shapiro M. A. (1986), A review of the structure and dynamics of Upper-Level Frontal Zones, *Monthly Weather Review*, Vol. 114.
- Li Y., Yan J., Sui X. (2012), Tropospheric temperature inversion over central China, *Atmospheric Research*, 116.
- Machidon D., Apostol L., Buruiană D. (2014), Considerations of the fog regime in the airports area from Moldavia territory (Romania), *Aerul și Apa. Componente ale Mediului*, p. 142-149.

- Mareş I., Mareş C., Mihăilescu M. (1985), Interacţiunea dintre stratosferă şi troposferă în anotimpul de iarnă şi prevederea anomaliilor termice, Studii şi cercetări. Meteorologie.
- Mihai E., (1979), Elemente climatice care pot influenţa poluarea atmosferei în Depresiunea Bârsei, Lucrările Staţiunii de cercetări Stejarul, Vol. 7.
- Milionis A. E., Davies T. D. (2008), A comparison of temperature inversion statistics at a coastal and a non-coastal location influenced by the same synoptic regime. *Theor Appl Climatol* 94.
- Mehta S. K., Madineni V. R. (2011), Multiple tropopaus in the tropics: A cold point approach, *Journal of Geophysical research*, vol. 116
- Miloş I. (1984), Unele aspecte privind determinarea profilurilor verticale de temperatură din măsurătorile de radiaţie efectuate de sateliţii meteorologici, Studii şi cercetări. Meteorologie.
- Miloş I. (1986), Rolul funcţiilor pondere de transfer radiativ în determinarea profilurilor verticale de temperatură din măsurătorile satelitare de radiaţie, Studii şi cercetări. Meteorologie.
- Morbidelli R., Corradini C., Saltalippi C., Flammini A (2011), Atmospheric stability and meteorological scenarios as inputs to air pollution transport modeling. *Water Air Soil Pollut* 218.
- Nodzu M.I., Tachibana Y., Yamanaka M.D. (2006), Climatological description of seasonal variations in lower-tropospheric temperature inversion layers over the Indochina Peninsula, *Journal of Climate*, 19 (13).
- Ogino S.Y., Nodzu M.I., Tachibana Y., Matsumoto J. (2010), Temperature inversions over the Inland Indochina revealed by GAME-T enhanced rawinsonde observations. *SOLA* 6.
- Palmen E., Newton C. W. (1969), *Atmospheric Circulation System*, Academic Press.
- Păltineanu C., Mihăilescu I. F., Seceleanu I. (2007), Using aridity indices to describe some climate and soil features in Eastern Europe: a Romanian case study. *Theor. Appl. Climatol.* 90.
- Păltineanu C., Mihăilescu I. F., Prefac Z., Dragotă C. S., Vasenciu F., Nicola C. (2009), Combining the standardised precipitation index and climatic water deficit in characterising droughts: a case study in Romania, *Theoretical and Applied Climatology*, Springer Verlag Vienna, Vol. 97.
- Peixoto, J. P. & Oort, a. H. (1996), The climatology of relative humidity in the atmosphere. *Journal of Climate*.
- Philandras C. M., Nastos P. T., Kapsomenakis I. N. & Repapis C. C. (2013), Climatology of upper air temperature in the Eastern Mediterranean region. *Atmospheric Research*.
- Prăvălie R. (2013), Climate issues on aridity trends of southern Oltena in the last five decades, *Geographia Technica*, No.1.
- Randel W. J., Polvani L., Wu F., Kinnison D. E., Zou C. Z., Mears C. (2017), Troposphere-Stratosphere Temperature Trends Derived From Satellite Data Compared With Ensemble Simulations From WACCM, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* Volume 122, Issue 18.
- Ranga M., Ionescu F. (1968), Studiul aero-sinoptic al inversiunilor de temperature de la sol la Bucureşti, Culegerea de lucrări a Institutului Meteorologic.
- Reddy P. J., Barbarick D., Osterburg R. D. (1995), Development of a Statistical Model for Forecasting Episodes of Visibility Degradation in the Denver Metropolitan Area, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34.
- Ross, R. J. & Elliott, W. P. (1996), Tropospheric Water Vapor Climatology and Trends over North America: 1973–93. *Journal of Climate*.
- Santer B.D., Wehner M.F., Wigley T.M.L., Sausen R., Meehl G.A., Taylor K.E., Ammann C., Arblaster J., Washington W.M., Boyle J.S., Bruggemann W., (2003), Contributions of antropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes.

- Santer B.D. et al. (2005), Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science* 309.
- Silva P. J., Vawdrey E. L., Corbett M., Erupe M. (2007), Fine particle concentrations and composition during wintertime inversions in Logan, Utah, USA. *Atmos Environ* 41.
- Seidel D. J., Ao C. O. & Li K. (2010), Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, 64674.
- Sfîcă L. (2015), *Clima Culuarului Siretului și a regiunilor limitrofe*, Editura Universității Alexandru Ioan Cuza, Iași.
- Sfîcă L., Ichim P., Apostol L., Ursu A. (2018), The extent and intensity of the urban heat island in Iași city, România, *Theor. Appl. Climatol.*, 134.
- Solomon S., Plattner G. K., Knutti R., Friedlingstein P. (2009), Irreversible climate change due carbon dioxide emissions, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States*, 106(6):1704-9.
- Spinoni J., Szalai S., Szentimrey T., Lakatos M., Bihar Z., Nagy A., Vogt J. (2014), Climate of the Carpathian Region in the period 1961-2010: Climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology*, (April).
- Spring S. (2000). Radiosonde-Based Northern Hemisphere Tropospheric Water Vapor Trends, 1602–1612.
- Stryhal J., Huth R. & Sládek I. (2017), Climatology of low-level temperature inversions at the Prague-Libuš aerological station. *Theoretical and Applied Climatology*, 127(1–2), 409–420.
- Stull R. B., (1988), *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer academic publishers, 655 p.
- Struțu M., Mihăilă I. (1967), Inversiunile termice în perioada rece a anilor 1954-1964 în sudul R.S.R., Vol. 12, nr. 10.
- Ștefan S. (2004), *Fizica atmosferei, vremea și clima*, Edit. Academiei, București.
- Thomas A. D., Wilson K. C. (1987), New analysis of non-newtonian turbulent flowndashyield-power-law fluids, *The Canadian Journal of chemical engineering*, Vol. 65, Issue 2.
- Topor N., Stoica C. (1965), *Tipuri de circulație atmosferică deasupra Europei*, CSA, Institutul Meteorologic, București.
- Trenberth K. E. & Guillemo, C. J. (1998), Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP / NCAR reanalyses.
- Udristioiu M. T., Velea L., Bojariu R., Sararu S. C., (2017), Assessment of urban heat island for Craiova from satellite-based LST, *AIP Conference Proceedings*, Vol. 1916, Issue 1.
- Wallace J., Kanaroglou P. (2009), The effect of temperature inversions on ground-level nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>) and fine particulate matter (PM<sub>2.5</sub>) using temperature profiles from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), *Science of The Total Environment* 407 (18).
- Wendler G., Nicpon P. (1975), Low-Level Temperature inversions in Fairbanks, central Alaska, *American Meteorological Society, Monthly Weather Review*, Vol. 103.
- Zhang X., Alexander L., Hegerl G. C., Jones P., Tank A. K., Peterson T. C., Zwiers F. W. (2011), Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2 (6).
- Zhang Y., Seidel D. J., Golaz J. Ch., Deser C., Tomas R. (2011), Climatological characteristics of Arctic and Antarctic surface-based inversions. *J. Climate*, 24, 5167–5186.

- Zhang Y. H., Zhang S. D., Yi F., Chen Z. Y. (2011), Statistics of lower tropospheric inversions over the continental United States, *Annales Geophysicae*, 29, 401-410.
- Zhenming J., Kang, S. (2014), Evaluation of extreme climate events using a regional climate model for China, *Royal Meteorological Society*, Vol. 35, Issue 6.
- \* \* \* (1983), *Geografia României*, Vol. I, Editura Academiei, București.
- \* \* \* (1984), *Geografia României*, Vol. II, Editura Academiei, București.
- \* \* \* (2008), *Clima României*, Administrația Națională de Meteorologie, Editura Academiei Române, București..
- \* \* \* (2014), IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>  
<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>  
<http://www.eumetsat.int/website>  
<https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/>  
<https://ec.europa.eu>  
<http://www.marineregions.org>  
<http://www.geo-spatial.org>  
[www.insse.ro](http://www.insse.ro)  
[www.mdrap.ro](http://www.mdrap.ro)  
[www.data.gov.ro](http://www.data.gov.ro)  
<http://srtm.csi.cgiar.org>  
<https://land.copernicus.eu>  
<http://www.eea.europa.eu/>  
<https://climatereanalyzer.org/>