

Утицај савремених климатских промјена на биљни свијет

Татјана Попов

Сажетак: Климатски услови имају кључну улогу у одвијању основних процеса биљака (фото-синтезе, дисања, раста и развоја), њиховог сезонског циклуса, те у одређивању граница распрострањења. Клима има велики утицај како на биљне јединке, популације и врсте, тако и на њихове заједнице, екосистеме и биогеографију. Због тога посљедњих деценија расте забринутост због могућих утицаја глобалних климатских промјена на биљни свијет.

У раду се даје преглед уочених климатских промјена у свијету, првенствено промјена атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште, температуре ваздуха (глобално загријавање), режима падавина и екстремних временских и климатских догађаја. Затим се анализирају уочени утицаји савремених климатских промјена на биљни свијет, прије свега утицаји на физиологију, фенологију и распрострањење биљних врста, те на биљне заједнице и екосистеме.

Резултати многобројних истраживања у свијету доказују да су савремене климатске промјене довеле до знатних промјена области распрострањења – ареала (помјерање ка вишим географским ширинама и према вишим надморским висинама), физиологије (побољшање стопе фото-синтезе и

Цитирање: Попов Т (2023) Утицај савремених климатских промјена на биљни свијет. У: Трбић Г, Попов Т, Мирјанић Д (уредници) Управљање природним ресурсима у ери климатских промјена. Академија наука и умјетности Републике Српске, Бања Лука, Монографија LIV:131–271

Cite as: Popov T (2023) The Impact of Recent Climate Change on Plants. In: Trbić G, Popov T, Mirjanić D (eds) Natural Resources Management in a Changing Climate. Academy of Sciences and Arts of the Republic of Srpska, Banja Luka, Monograph LIV:131–271

ефикасности употребе воде, смањивање стаматалне проводљивости и повећање нето примарне производње екосистема) и сезонског циклуса биљака – фенологије (ранији почетак вегетационог периода и раније јављање фенофаза у прољеће и љето и одлагање јесењих фенофаза којима се завршава вегетациони период, те као посљедица наведених промјена продужавање вегетационог периода у многим подручјима), као и да су промијењени климатски услови већ довели до измјена биљних заједница (кроз промјене састава заједнице и измијењене интеракције између врста попут опрашивања, конкуренције, предаторства, паразитизма, преношења болести, ланаца исхране и др.) и локалног изумирања одређених биљних врста.

Кључне ријечи: Климатске промјене, гасови са ефектом стаклене баште, глобално загријавање, режим падавина, екстремни временски и климатски догађаји, биљни свијет, физиологија, фенологија, ареал, интеракције, изумирање

4.1. Увод

Климатски услови попут температуре, падавина, влажности, инсолације и вјетра имају кључну улогу у одвијању физиолошких процеса биљака и фенофаза у животном циклусу биљака, те у одређивању граница распрострањења биљних врста и њихових заједница (Попов 2020). Брзе антропогене климатске промјене утичу на биљни свијет и екосистеме у цјелини кроз промјене средњих климатских услова и промјене варијабилности климатских екстрема (Malhi et al. 2020).

Савремене антропогене климатске промјене постају доминантна пријетња за биљни свијет и екосистеме током посљедњих неколико деценија, утичући на биодиверзитет Земље промјеном распрострањења врста, промјеном њихове бројности, премјештањем биљних заједница и измјеном њиховог састава, реструктурирањем прехранбених мрежа, као и трансформацијом појединих функција екосистема (Pörtner et al. 2021).

Климатске промјене утичу на биљне врсте на различитим скалама од гена и индивидуа до популација, док на нивоу станишта и екосистема доводе до промјена интеракција међу врстама (на примјер, конкуренције, предаторства, паразитизма, опрашивања или преношења болести), састава заједница, функција екосистема и структуре екосистема (Pörtner et al. 2021).

Многе копнене и водене биљке већ су реаговале на климатске промјене помјерањем области распрострањења по надморској висини (или по дубини

у океану) и нарочито по географској ширини, пратећи помјерање изотерми усљед глобалног загријавања климатског система. Баријере које онемогућавају распрострањавање врста у нове области са повољнијим климатским условима, разлике у способности врста да прате одговарајуће климатске услове и подносе екстремне климатске догађаје (на примјер, суше, поплаве, топле таласе, мегапожаре и циклоне) и привремена заостајања у реакцији врста на промијењене климатске услове доводе до промјена у композицији заједница, знатно смањујући таксономску, функционалну и филогенетску разноликост и реорганизујући локалне заједнице, што потенцијално у будућности може довести до стварања „нове“ заједнице. Иако је тек неколико савремених изумирања врста формално и јасно приписано савременим климатским промјенама, фосилни записи говоре да брзе климатске промјене могу бити кључни покретач масовног изумирања, стога расте забринутост због адаптивног потенцијала врста на текуће и будуће промјене климе.

Иако је у прошлости губитак биодиверзитета првенствено приписиван промјенама интензитета коришћења копна и мора (34% доприноса губицима током XX вијека) и директном искоришћавању врста (23%), а тек затим промјени климе (14%) и загађењу (14%), предвиђа се да ће утицај климатских промјена надмашити друге пријетње губитку биодиверзитета током XXI вијека, како директним утицајима на биодиверзитет, тако и интензивирањем интеракција са другим покретачима (Arneeth et al. 2020). Иако су измјене пејзажа препознате као главни покретач опадања и губитка врста широм свијета, Selwood et al. (2015) открили су да су промјене климатских варијабли у просјеку имале подједнако снажне ефекте на демографске стопе биљних популација. То је значајно с обзиром на то да ће се притисци на биљни свијет усљед климатских промјена наставити појачавати у наредним деценијама са интензивирањем промјена климатских услова.

Климатске промјене такође могу потенцијално проузроковати нагле и неповратне (или тешко реверзибилне) промјене екосистема уколико дјеловање пређе преко критичних прагова: на примјер, смањење ледничког покривача и ледника доводи до смањења протицаја у водотоцима током сезоне љето са нелинеарним утицајима на биодиверзитет; загријавање и закисељавање океана доводи до деградације екосистема тропских коралних гребена и негативно утиче на друге морске организме; синергијске интеракције између крчења шума и суша подстичу пожаре што посљедишно доводи до замјене шума вегетацијом типа саване или секундарним шумама заштићеним од пожара (Pörtner et al. 2021).

4.2. Савремене климатске промјене

4.2.1. Промјене атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште

Антропогено условљени пораст атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште главни је покретач савремених климатских промјена. Људске активности попут сагоријевања фосилних горива, употребе огревног дрвета, праксе спаљивања гаса, производње цемента, промјене начина коришћења земљишта и трансформације копнене биосфере емитују у атмосферу огромне количине CO_2 и других гасова са ефектом стаклене баште (Vach 1979). Емисије од сагоријевања фосилних горива, крчења шума, пољопривредних активности и производње синтетичких гасова са ефектом стаклене баште примарни су узрочници пораста концентрације гасова са ефектом стаклене баште (Meinshausen et al. 2017).

У поређењу са релативно равном линијом током посљедњих 2.000 година, концентрације гасова са ефектом стаклене баште од почетка индустријског периода, као и пројекције концентрација током сљедећих 100 до 500 година недвосмислено указују на стрми пораст (Meinshausen et al. 2020). Анализе језгра ледничког покривача показале су да су током протеклих 800.000 година атмосферске концентрације угљен-диоксида (CO_2), метана (CH_4) и азот-субоксида (N_2O) варирали у складу са глацијалним и интерглацијалним периодима вођеним Миланковићевим циклусима. С појавом човјека (*Homo sapiens*) атмосферски састав се промијенио, у почетку активностима попут крчења шума и пољопривреде, а затим индустријским активностима које су покретале фосилним горивима од почетка индустријске револуције. Повећање атмосферске концентрације CO_2 изнад прединдустријског нивоа у почетку је првенствено било узроковано емисијом угљеника у атмосферу усљед крчења шума и других активности промјене намјене земљишта. Иако су емисије из сагоријевања фосилних горива започеле прије индустријске ере, доминантан извор антропогених емисија у атмосферу постале су од отприлике 1950. године, а њихов релативни удио наставио је да расте све до данашњих дана (Friedlingstein et al. 2020).

Концентрације су нагло порасле до рекордних нивоа тако да су данашње концентрације гасова са ефектом стаклене баште у атмосфери на рекордно високим нивоима у поређењу са посљедњих 800.000 година (Meinshausen et al. 2017). Те повишене концентрације гасова са ефектом стаклене баште загријавају планету и у великој мјери су одговорне за примијеђено глобално загријавање током посљедњих 150 година. Повишене концентрације гасова

са ефектом стаклене баште индукују радијационо форсирање, које би изазвало и веће савремено глобално загријавање од осмотреног да није било ефекта хлађења аеросола.

У периоду 1750–2011. године концентрације CO_2 , CH_4 и N_2O повећане су за 40% (са 278 ppb на 390,5 ppb), 150% (са 722 ppb на 1.803 ppb) и 20% (са 271 ppb на 324,2 ppb), респективно (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013). За 1850. годину, која се обично користи као референтна година за преиндустријски период, Meinshausen et al. (2017) процјењују глобалне средње концентрације CO_2 на 284,3 ppb, CH_4 на 808,2 ppb, а N_2O на 273,0 ppb.

Атмосферске концентрације CO_2 су током протеклих 800.000 година осцилирале између 170 ppb и 270 ppb између глацијалних и интерглацијалних периода (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013). Од 0. до 1000. године глобална просјечна концентрација износила је око 278,6 ppb (Meinshausen et al. 2017). Минималне глобалне средње концентрације CO_2 од око 270 ppb забиљежене су око 1610. године (или према другом извору 276,27 ppb 1666. године) (Meinshausen et al. 2017). Године 1850. процијењена просјечна глобална CO_2 концентрација износила је 284,32 ppb, повећавајући се на 295,67 ppb 1900. године, 312,82 ppb 1950. године, 369,12 ppb 2000. године и на 397,55 ppb 2014. године (Meinshausen et al. 2017). Пораст површинске концентрације CO_2 глобално се благо заравнавао у 1930-има, а јаче заравнавање десило се током Другог свјетског рата и трајало до 1950-их година; повећање од 1970. године надаље има благо позитивну закривљеност (тренд убрзања), са малим одступањима око 1973. и 1981. и привременим заравнавањем концентрација CO_2 након ерупције вулкана Пинатубо 1991. године (Meinshausen et al. 2017).

Дакле, концентрација CO_2 у атмосфери повећала се од преиндустријског нивоа од око 290 ppb у 1860. години (Vach 1979) до садашње концентрације од 412,45 ppb у 2020. години (средња вриједност CO_2 достигла је 400 ppb у 2015. години) (Dlugokencky et al. 2021).

Мјерења просјечне глобалне концентрације CO_2 показују да је годишњи пораст CO_2 током 1950-их и 1960-их година износио око 0,7 ppb (Vach 1979), у периоду од 1970-их до 1990-их око 1,5 ppb, да би се знатно убрзао од почетка XXI вијека на више од 2 ppb у 2000-им и 2,5 ppb у 2010-им годинама (Dlugokencky et al. 2021). Највећи пораст концентрације CO_2 забиљежен је 2015. (2,96 ppb) и 2016. (2,83 ppb) године (у 2020. и 2019. пораст је износио 2,5 ppb) (Dlugokencky et al. 2021).

Државне политике током пандемије COVID-19 драстично су промијениле обрасце потражње за енергијом широм свијета у 2020. години. Le Quéré et al. (2020) наводе да су дневне глобалне емисије CO_2 смањене за 17% (за 11% до

25% за $\pm 1\sigma$) до почетка априла 2020. године у поређењу са средњим нивоима 2019. године, а нешто мање од половине тих промјена условиле су промјене у транспорту (не рачунајући авио-транспорт). На свом врхунцу, емисије у појединим државама смањене су у просјеку за 26%. Аутори процјењују да су годишње емисије у 2020. години смањене за 7% (3–13%).

Аналізу глобалног буџета за угљеник у периоду 1959–2019. године извршили су Friedlingstein et al. (2020). У наведеном периоду, 81% укупних емисија CO_2 проузроковано је емисијом фосилних горива, а 19% емисијом из промјена намјене земљишта. Укупне емисије су подијељене између атмосфере (45%), океана (24%) и копна (32%), готово без нераспоређеног буџетског дебаланса (0%). Све компоненте емисија, осим емисије из промјене намјене земљишта, знатно су порасле од 1959. године.

Глобалне емисије фосилног CO_2 повећавале су се сваке деценије просјечно од $3,0 \pm 0,2$ Gt C годишње у деценији 1960-их до просјечно $9,4 \pm 0,5$ Gt C годишње током периода 2010–2019. године. Стопа раста емисија смањена је између 1960-их и 1990-их, са 4,3% годишње у 1960-има (1960–1969), 3,1% годишње у 1970-има (1970–1979), 1,6% годишње у 1980-има (1980–1989), на 0,9% годишње у 1990-има (1990–1999). Након наведеног периода, стопа раста поново је почела да се повећава током 2000-их година, са просјечном стопом раста од 3,0% годишње, смањујући се на 1,2% годишње у посљедњој деценији (2010–2019). Супротно томе, емисије CO_2 из употребе земљишта, промјене намјене земљишта и шумарства остале су релативно константне на око $1,4 \pm 0,7$ Gt C годишње током посљедњих пола вијека. Бруто емисије су у просјеку 2–3 пута веће од нето емисија из сектора промјене намјене земљишта, а повећавале су се просјечно $3,5 \pm 1,2$ Gt C годишње током 1960-их година на просјечно $4,4 \pm 1,6$ Gt C годишње током периода 2010–2019. године. Унос CO_2 из производње цемента путем карбонизације повећао се са порастом залиха производа од цемента, са просјечно 20 Mt C годишње у 1960-има на просјечно 190 Mt C годишње током периода 2010–2019. године. Стопа раста смањена је са 6,7% годишње у 1960-има на 3,3% годишње у 1980-има, затим је поново порасла на 6,2% годишње у 2000-има, прије него што је поново смањена на 3,5% годишње у 2010-има. Стопа раста атмосферске концентрације CO_2 порасла је са $1,8 \pm 0,07$ Gt C годишње током 1960-их на $5,1 \pm 0,02$ Gt C годишње током периода 2010–2019. године.

Понори CO_2 и у океану и на копну порасли су отприлике у складу са порастом атмосферске концентрације, али са значајном декадном промјенљивошћу. Понирање CO_2 у океану порасло је са $1,0 \pm 0,3$ Gt C годишње 1960-их на $2,5 \pm 0,6$ Gt C годишње током периода 2010–2019. године с међугодишњим варијацијама реда величине неколико десетина Gt C годишње, које генерално показују

повећан понор океана током снажних Ел Нињо догађаја (тј. током 1997–1998. године). Процењује се да је понор CO_2 у океану током периода 1994–2007. године износио $2,1 \pm 0,5$ Gt C годишње. Понирање CO_2 на копну порасло је са $1,3 \pm 0,4$ Gt C годишње током 1960-их на $3,4 \pm 0,9$ Gt C годишње током периода 2010–2019. године, са знатним међугодишњим варијацијама у износу 2 Gt C годишње, које генерално показују смањени понор на копну током Ел Нињо догађаја, одговорних за појачану стопу раста у атмосферској концентрацији CO_2 . Укупни флуковси атмосфере и копна, израчунати као разлика између копнених понора CO_2 и емисије усљед промјене намјене земљишта, порасли су са $0,2 \pm 0,9$ Gt C годишње извора CO_2 у 1960-им годинама на $1,9 \pm 1,1$ Gt C годишње понора CO_2 током периода 2010–2019. године.

Према Friedlingstein et al. (2020), током посљедње деценије (период 2010–2019. године), 86% укупних емисија CO_2 чиниле су емисије из сагоријевања фосилних горива, а 14% емисије узроковане промјеном намјене земљишта. Укупне емисије биле су подијељене између атмосфере (46%), океана (23%) и копна (31%), са нераспоређеним буџетским дебалансом од -1%. Глобалне емисије CO_2 из сагоријевања фосилних горива порасле су по стопи од 1,2% годишње, са декадним просјеком од $9,4 \pm 0,5$ Gt C годишње. Емисије у Кини, које су порасле у просјеку за 1,2% годишње (повећање за $0,046$ Gt C годишње током десетогодишњег периода), доминирале су глобалним трендом. Емисије су порасле и у Индији за 5,1% годишње (повећање за $0,025$ Gt C годишње), док су емисије смањене у Европској унији за 1,4% годишње (смањење за $0,014$ Gt C годишње) и у САД за 0,7% годишње (смањење за $0,01$ Gt C годишње).

У протеклој деценији, емисије CO_2 из сагоријевања фосилних горива знатно су смањене и у 24 растуће економије свијета. Супротно томе, не постоји јасан тренд емисије CO_2 из промјене намјене земљишта током посљедње деценије. Просјечна стопа раста концентрације у десетогодишњем периоду износила је $5,1 \pm 0,02$ Gt C годишње ($2,4 \pm 0,01$ ppm годишње). Просјечно током наведене деценије, понори океана и копна износили су $2,5 \pm 0,6$ Gt C и $3,4 \pm 0,9$ Gt C годишње, респективно. Током периода 2010–2017. године чини се да се понор океана CO_2 интензивирао у складу са очекиваним порастом атмосферског CO_2 .

Кумулативне емисије фосилног CO_2 у периоду 1850–2019. године износиле су 445 ± 20 Gt C за емисије из сагоријевања фосилних горива и 210 ± 60 Gt C за емисије из промјене намјене земљишта, што укупно представља 650 ± 65 Gt C (Friedlingstein et al. 2020). Емисије током периода 1850–2019. године биле су расподијељене између атмосфере (265 ± 5 Gt C; 40%), океана (160 ± 20 Gt C; 25%) и копна (210 ± 55 Gt C; 32%).

Кумулативно понирање на копну углавном је било једнако кумулативним емисијама из коришћења земљишта, што глобално копно чини готово

неутралним током периода 1850–2019. године. Процјене показују кумулативни буџетски дебаланс од 20 Gt C (3%) током периода 1850–2019. године, што, ако је тачно, сугерише да су емисије превисоке за толики проценат или да су копнени или океански понори потцијењени. Главни дио неравнотеже могао би проистећи из процјене великих емисија из промјене намјене земљишта између средине 1920-их и средине 1960-их година, што не одговара расту концентрације атмосферског CO₂ забиљеженог у језгри леденог покривача. Познати губитак додатног понора од 30 до 40 Gt C усљед смањеног шумског покривача није урачунат у ову методологију и додатно би погоршао буџетску неравнотежу.

Кумулативне емисије до 2020. године повећане су на 655±65 Gt C (2.340±240 Gt C), са око 70% доприноса емисија из сагоријевања фосилних горива и око 30% доприноса емисија из промјене намјене земљишта.

Meinshausen et al. (2020) квантификовали су процјене антропогенних емисија 43 гаса са ефектом стаклене баште (CO₂, CH₄, N₂O и 40 других мањих гасова) до краја XXI вијека према Пројекту међусобног поређења климатских модела – фаза 6 (*Climate Model Intercomparison Project – Phase 6, CMIP6*) за различите сценарије заједничког друштвено-економског пута (*Shared Socioeconomic Pathways, SSPs*), од којих сваки представља различите будуће социо-економске пројекције и политичка окружења.¹ Према овим сценаријима, концентрације CO₂ до 2100. године износиће од 393 ppm за сценарио најниже емисије (SSP1–1.9) до 1.135 ppm за сценарио највиших емисија (SSP5–8.5). У 2150. години концентрација CO₂ према сценарију са најнижом емисијом износиће око 350 ppm и остаће приближно на том нивоу до 2500. године, док сценарио највиших емисија предвиђа концентрацију CO₂ од 1.737 ppm, која достиже концентрације веће од 2.000 ppm до 2250. године. Аутори процјењују да ће се удио CO₂ у укупном доприносу радијационог форсирања сва 43 анализирана гаса са ефектом стаклене баште повећати са садашњих 66% на приближно 68–85% до тренутка максималног форсирања у XXI вијеку.

Иако би нула емисија CO₂ довела до опадајућих концентрација, постаје јасно да би само путања емисије у будућности која ефикасно смањује нивое концентрације CO₂ у атмосфери испод садашњих нивоа пружио шансу да се загријавање ограничи на мање од 1,5 °C.

¹ Нови сценарији обухватају још шири спектар концентрација CO₂ од сценарија репрезентативног пута концентрације (*Representative Concentration Pathway – RCP*) (van Vuuren et al. 2011) – најпесимистичнији сценарио (SSP5–8.5) даје веће концентрације од претходног сценарија RCP8.5, према којем ће се атмосферска концентрација CO₂ до 2100. године кретати између 795 ppm и 1.145 ppm (Friedlingstein et al. 2014), а најоптимистичнији сценарио SSP1–1.9 резултира концентрацијом CO₂ од 350 ppm до 2150. године.

Метан (CH_4) један је од најважнијих гасова у траговима у атмосфери који има знатну улогу у „ефекту стаклене баште“ (Heilig 1994; Tian et al. 2015; Javadinejad et al. 2019). CH_4 је јак гас са ефектом стаклене баште (више од 20 пута снажнији од CO_2) (Badr et al. 1991). Допринос CH_4 глобалном загријавању између 1880. и 1980. године процењује се на око 15%, са све већим удјелом (данас око 18%) (Badr et al. 1991; Javadinejad et al. 2019). CH_4 чини више од једне четвртине антропогене радијационе неравнотеже од прединдустријског периода (Turnera et al. 2019). Други је највећи фактор који доприноси антропогеном форсирању током историјског периода, а његова атмосферска хемија доводи до стварања озона и водене паре, који су и сами гасови са ефектом стаклене баште, што додатно доприноси антропогеном форсирању (Collins et al. 2018). Фактор од 2,5 пораста глобалне заступљености атмосферског CH_4 од 1750. године доприноси $0,5 \text{ W m}^{-2}$ укупном директном радијационом форсирању гасова са ефектом стаклене баште (које је у 2009. години износило $2,77 \text{ W m}^{-2}$), док његова улога у атмосферској хемији додаје још око $0,2 \text{ W m}^{-2}$ индиректног форсирања (Dlugokenky et al. 2011).

Концентрација CH_4 у атмосфери повећавала се брзином од око 1% годишње током прошлог вијека и достигла је 1,72 ppb 1990. године (Badr et al. 1991). Мјерења језгра ледничког покривача на Антарктику показала су да је током 800.000 година прије почетка нове ере концентрација CH_4 у атмосфери варијала између 348,7 ppb и 728,4 ppb (Meinshausen et al. 2017). Атмосферски нивои CH_4 били су стабилни у прединдустријском периоду на око 600–700 ppb током посљедњег миленијума (Turnera et al. 2019). Концентрације су почеле да расту око 1720. године. Од 1850. године, када је концентрација износила нешто више од 800 ppb, примјећује се благи пораст све до 1950-их, када концентрације CH_4 оштрено расту, прво у другој половини 1950-их, а затим поново од 1965. године надаље; годишњи пораст глобалних концентрација CH_4 смањен је током 1980-их година, а нарочито након 1992. године ка стабилованим концентрацијама између 1999. и 2005. године, али се поново повећавају у периоду након 2006/2007. године по стопи од око 5,4 ppb годишње (Meinshausen et al. 2017; Turnera et al. 2019). Tian et al. (2015) процењују емисије CH_4 из глобалних копнених екосистема у периоду 1981–2010. године на $144,39 \pm 12,90 \text{ Tg C}$ годишње. Њихове симулације су показале статистички значајан годишњи тренд пораста за $0,43 \pm 0,06 \text{ Tg C}$ годишње. Емисије CH_4 знатно су повећане у већини климатских зона и континената, посебно у тропским регионима и у Азији. Најбржи пораст емисије CH_4 забиљежен је у природним мочварама и пољима пиринча због повећане површине узгајања пиринча и загријавања климе. Концентрација CH_4 порасла је од почетка периода индустријализације (између 1850. и 2010. године) за 158%, са 700 ppb на 1.808 ppb (Heede 2014). Концентрација CH_4 у атмосфери порасла је са

720 ppbv у 1750. години на 1.834 ppb у 2015. години и још убрзано расте (Nisbet et al. 2019; Wu X et al. 2019). Nisbet et al. (2019) наводе да је пораст атмосферског CH_4 поново започео 2007. године. Дакле, просјечна глобална концентрација порасла је са око 1.775 ppb у 2006. години на 1.850 ppb у 2017. години. Атмосферска концентрација CH_4 расла је врло брзо у 2014. ($12,7 \pm 0,5$ ppb), 2015. ($10,1 \pm 0,7$ ppb), 2016. ($7,0 \pm 0,7$ ppb) и 2017. ($7,7 \pm 0,7$ ppb) години, по стопама незабиљеженим од 1980-их година. Пораст је забиљежен широм свијета, посебно у тропској зони и у средњим ширинама сјеверне хемисфере. У 2020. години просјечна глобална концентрација CH_4 износила је 1.879,29 ppb (Dlugokencky & NOAA/GML 2021a).

Нагли пораст CH_4 углавном је узрокован неравнотежом извора и понора, пошто је велика количина емитована из људских активности у индустријском периоду (Wu X et al. 2019). Природни извори, који углавном укључују мочваре, термите и океане, чине 35% до 50% укупних извора CH_4 ; преостали извори су антропогени, укључујући искоришћавање енергије, депоније, преживаре, поља пиринча и сагоријевање биомасе (Wu X et al. 2019). Промјене у природним изворима од преиндустријског периода до данас мале су у односу на пораст антропогених извора од преко 300 Tg годишње (Turnera et al. 2019). Антропогене активности су мијењале атмосферске концентрације CH_4 и прије почетка периода индустријализације, али су концентрације почеле брже да расту у 1900-им годинама, како због пољопривредних активности човјека, тако и због веће употребе фосилних горива (Turnera et al. 2019).

Утицај климатског загријавања на забиљежено повећање концентрације CH_4 током протекле деценије, уколико се настави пораст од више од 5 ppb годишње у наредним деценијама, довољан је да се оспоре циљеви *Париског споразума*, који захтијева оштра смањења атмосферске концентрације CH_4 (посебно из индустрије фосилних горива) (Nisbet et al. 2019). Будући да CH_4 има релативно кратак животни вијек и врло је близу стабилног стања, смањење његових емисија брзо би користило климатском систему (Dlugokencky et al. 2011). Потребно је ограничити укупне глобалне емисије CH_4 на између 500 Tg и 600 Tg годишње (Dlugokencky et al. 2011).

Азот-субоксид (N_2O) трећи је најважнији гас са ефектом стаклене баште, након CO_2 и CH_4 (Vadr and Probert 1992; Thompson et al. 2019). Иако је његова концентрација у атмосфери много нижа од концентрације CO_2 , важан је гас са ефектом стаклене баште, јер на еквивалентној маси има око 300 пута већи потенцијал од CO_2 за глобално загријавање (Del Grosso and Parton 2012). Осим тога, примарна је супстанца која оштећује озонски омотач у стратосфери, па су повећане концентрације N_2O у атмосфери током протеклих 150 година

допринијеле и уништавању озонског омотача и климатским промјенама (Del Grosso and Parton 2012; Xu et al. 2012).

Концентрације N_2O током протеклих 800.000 година (добијене из језгра ледничког покривача) варираше су отприлике између 200 ppb и 300 ppb, са минимумом од 180 ppb током посљедњег глацијалног доба прије око 23.000 година (Meinshausen et al. 2017). Концентрација N_2O у атмосфери била је око 30% нижа током посљедњег глацијалног максимума него током холоценске епохе (Leuenberger and Siegenthaler 1992). Мали пад концентрације забиљежен је након максимума 1750. године, са минимумом од 273,02 ppb у 1850. години. Глобална концентрација N_2O у атмосфери расте од почетка индустријске револуције, прије чијег је почетка концентрација била готово константна на око 280–290 ppb (Badr and Probert 1992). Након 1850. године, концентрације N_2O знатно су повећане, достигавши вриједности од 279,5 ppb, 289,7 ppb, 315,8 ppb и 327,0 ppb у 1900, 1950, 2000. и 2014. години, респективно (Meinshausen et al. 2017). Концентрација је порасла за више од 20%, са 270 ppb у 1750. години на 331 ppb у 2018. години, са најбржим растом примијећеним у посљедњих пет деценија (Tian et al. 2020). Просјечна глобална концентрација N_2O у 2020. години износила је 333,02 ppb (Dlugokencky and NOAA/GML 2021b). Просјечна стопа пораста од почетка XXI вијека износила је 0,88 ppb (у 2020. години 1,33 ppb) (Dlugokencky and NOAA/GML 2021b). Тренутне стопе пораста процењују се на 2% по деценији (Tian et al. 2020).

Емисије N_2O повећане су глобално за 1,6(1,4–1,7) Tg N годишње између периода 2000–2005. и 2010–2015. године (Thompson et al. 2019). Глобалне емисије износиле су 17,0 Tg N годишње између 2007. и 2016. године (Tian et al. 2020). Симулиране глобалне емисије из тла у XX вијеку износиле су око 8,2–9,5 Tg N годишње (или 8,3–10,3 Tg N годишње са таложењем азота) (Xu et al. 2012). Процеси у земљишту, а првенствено процеси нитрификације и денитрификације, одговорни су за око двије трећине глобалних емисија N_2O (Del Grosso and Parton 2012). Tian et al. (2015) процењују емисије N_2O из глобалних копнених екосистема у периоду 1981–2010. године на $12,52 \pm 0,74$ Tg N годишње (у распону од $10,53 \pm 0,59$ Tg N годишње у 1982. години до $16,65 \pm 1,10$ Tg N годишње у 2010. години), са значајним трендом пораста од $0,14 \pm 0,02$ Tg N годишње. Davidson and Kanter (2014) наводе да су глобалне природне емисије N_2O највјероватније износиле између 10 и 12 Tg N_2O-N годишње; док нето антропогене емисије N_2O сада износе око 5,3 Tg N_2O-N годишње. Бруто антропогене емисије N_2O по секторима износе: 66% из сектора пољопривреде, 15% из сектора енергије и транспорта, 11% из изгарања биомасе и 8% из других извора (Davidson and Kanter 2014). Смањење природних емисија из тропских земљишта усљед крчења шума смањује бруто антропогене емисије за око 14%.

Повећање концентрације N_2O се првенствено, или чак искључиво, приписује људским активностима које повећавају снабдијевање екосистема (биосфере) реактивним азотом, укључујући антропогено таложење азота и фертилизацију усјева азотом (Del Grosso and Parton 2012; Xu et al. 2012; Reay et al. 2012; Thompson et al. 2019; Tian et al. 2020), док су природни извори остали релативно стабилни (Tian et al. 2020). Ратарске површине у свијету су највећи појединачни антропогени извор атмосферског N_2O (процијењене глобалне емисије N_2O ратарских површина у посљедњој деценији XX вијека кретале су се у распону од 1,5 до 5,0 Tg N годишње) (Wang et al. 2020). Глобалне антропогене емисије, којима доминирају емисије са ратарских површина, повећане су за 30% током посљедње четири деценије на 7,3(4,2–11,4) Tg N годишње (Tian et al. 2020). Током прошлог вијека, овај извор емисије N_2O повећао се употребом азотних ђубрива (знатно су повећала количину реактивног азота који се уноси у систем биљка–земљиште) (Del Grosso and Parton 2012; Reay et al. 2012), чинећи 80% глобалног повећања копнених емисија N_2O (Wang et al. 2020).

Са све већом људском популацијом и посљедичном већом потражњом за храном, влакнима и енергијом, укупне површине пољопривредног земљишта и емисије N_2O вјероватно ће наставити да расту у наредним деценијама (Reay et al. 2012; Tian et al. 2020). Сценарији емисија у будућности предвиђају готово удвостручавање антропогених емисија N_2O до 2050. године (Davidson and Kanter 2014). Насупрот томе, договорени сценарији ублажавања климатских промјена предвиђају просјечан пад од 22% у односу на 2005. годину, што би довело до готово стабилизације атмосферске концентрације N_2O на око 350 ppb (Davidson and Kanter 2014). Иако неће бити могуће потпуно елиминисати антропогене емисије N_2O из пољопривреде, боље усклађивање потреба биљака за азотом и снабдијевања азотом нуди знатне могућности за смањење емисија.

4.2.2. Промјене температуре ваздуха

Значајан и истрајан тренд пораста глобалне површинске температуре копна и мора неоспорно је присутан (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013; Dunn et al. 2020; Huang et al. 2020; Li Q et al. 2020; World Meteorological Organization 2021, 2022; Dunn et al. 2022). Степен загријавања већи је над копном него над океаном, на сјеверној хемисфери него на јужној хемисфери, те на високим географским ширинама него на нижим географским ширинама (Li Q et al. 2020). Стопе загријавања најслабије су изражене у сјеверозападном Пацифику, средње високим географским ширинама на јужној хемисфери и средње високим географским ширинама у Атлантском океану (Li Q et al. 2020). Највећи допринос глобалним трендовима температуре током посљедње двије

деценије дале су површинске температуре копна у вантропским подручјима сјеверне хемисфере (Cohen et al. 2012) – најизраженији трендови загријавања забиљежени су у средњим и високим географским ширинама евроазијског континента (Zhang et al. 2019).

Hawkins et al. (2017) процјењују да је промјена просјечне глобалне температуре од преиндустријског периода до периода 1986–2005. године износила између 0,55 °C и 0,80 °C. Од 1880. године забиљежена су три периода смањења глобалне средње површинске температуре (1896–1910, 1941–1975. и 1998–2013. године) и два периода израженог загријавања (1911–1940. и 1976–1997. године) (Folland et al. 2018). На основу нових скупова података, Li et al. (2021) одредили су трендове загријавања глобалне средње површинске температуре за периоде 1998–2019, 1979–2019, 1951–2019. и 1900–2019. године на 0,195 °C, 0,173 °C, 0,145 °C и 0,091 °C по деценији, респективно, а трендове глобалне средње површинске температуре копна за период 1979–2019, 1951–2019, 1900–2019. и 1850–2019. године на 0,296 °C, 0,219 °C, 0,119 °C и 0,081 °C по деценији, респективно. Према Sun WB et al. (2021) тренд пораста глобалне површинске температуре од почетка XX вијека износи 0,089±0,004 °C по деценији, а од друге половине XX вијека 0,137±0,007 °C по деценији. Различита моделовања у истраживању Huang et al. (2020) показују да је загријавање Земљине површине јаче посљедњих деценија него у посљедњих 50–100 година. Климатски систем загријан је током посљедњих 100 година за око 0,6 °C, а у том периоду забиљежена су два главна периода загријавања – између 1910. и 1945. године и од 1976. године до данас, с тим да је стопа загријавања у другом периоду двоструко већа (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013). Глобална годишња температура повећавала се по просјечној стопи од 0,08 °C по деценији од 1880. године и по више него двоструко већој стопи од 0,18 °C од 1981. године (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013).

Према подацима америчке Националне управе за океане и атмосферу, свака деценија од 1980. године била је сукцесивно топлија од претходне (NOAA National Centers for Environmental Information 2021). Просјечна глобална површинска температура копна и океана у периоду 2011–2020. године показује да је то била најтоплија деценија забиљежена у свијету, са површинском глобалном температуром 0,82 °C вишом од просјека XX вијека. Премашила је вриједност претходног декадног рекорда (забиљеженом у деценији која јој је претходила – 2001–2010. године) од +0,62 °C. Свих 20 година у XXI вијеку налази се међу 21 најтоплијом годином од 1880. године (1998. година тренутно је 11. најтоплија). Седам најтоплијих година у посматраном периоду 1880–2020. године забиљежено је од 2014. године, док се 10 најтоплијих година догодило од 2005. године. Година 2020. била је 44. година заредом (од 1977. године) са глобалном температуром копна и океана вишом од просјека XX

вијека. Такође, то је била друга најтоплија година од 1880. године, са глобалном површинском температуром копна и океана за $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}$ топлијом од просјека. Ова вриједност била је само $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$ нижа од рекордно топле 2016. године (за $1,00\text{ }^{\circ}\text{C}$ топлија од просјека) и само $0,03\text{ }^{\circ}\text{C}$ виша од температуре сада треће најтоплије, 2019. године.

Тренд загријавања климатског система присутан је и на европском континенту. Мултипрокси реконструкције мјесечних и сезонских површинских температура за Европу уназад до 1500. године које су извршили Luterbacher et al. (2004) показују да је европска клима с краја XX и почетком XXI вијека врло вјероватно (ниво поузданости од 95%) топлија од било које у протеклих 500 година. Krauskopf and Huth (2020) наводе да је температура у Европи у периоду 1957–2002. године порасла за $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0,22\text{ }^{\circ}\text{C}$ по деценији, у зависности од скупа података коришћеног за анализу. Годишња температура у Европи расла је од 1910. године по просјечној стопи од $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ по деценији, међутим стопа пораста се више него утростручила од 1981. године ($0,47\text{ }^{\circ}\text{C}$ по деценији) (NOAA National Centers for Environmental Information 2021). Према наведеним подацима америчке Националне управе за океане и атмосферу, 2020. година била је најтоплија забиљежена година у Европи – за чак $2,16\text{ }^{\circ}\text{C}$ топлија од просјека, чиме је надмашила претходно рекордно топлу, 2018. годину за $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ово је уједно била прва година са годишњим одступањем температуре у Европи већим од $+2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Надаље, година 2020. била је 24. узастопна година са изнатпросјечним одступањима температуре. Све године од 2014. до 2020. сврставају се међу седам најтоплијих година забиљежених у Европи од 1880. године, а 10 најтоплијих година догодило се након 2000. године. Посљедња година која се нашла у првих 10 најхладнијих година у Европи била је 1987. година (van der Schrier et al. 2013). Истраживања су показала да је у многим подручјима Европе током XX вијека дошло до промјене климатског типа усљед загријавања – доминантна је била трансформација хладног климатског типа у прохладни, а проценат трансформације хладног ка топлим климатском типу такође је био висок (Rubel and Kottek 2010; Breuer et al. 2018; Skarbit et al. 2018).

Љета протеклих година у Европи била су необично топла – у посљедња два миленијума није било тридесетогодишњег периода који би премашио средњу просјечну европску љетну температуру у посљедње три деценије (1986–2015) (Luterbacher et al. 2016). Од 1977. године линеарни тренд пораста температуре износи $0,7\pm 0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ по деценији (Luterbacher et al. 2016). У периоду 1950–2012. године утврђено је продужење љета за 2,4 дана по деценији, међутим, тренд је ограничен на период након 1979. године, у којем се стопе продужења у западној Европи и у медитеранском региону крећу између 5 и 12 дана по деценији (van der Schrier et al. 2013).

У Европи је примјетна и просторна варијабилност трендова – у сезони зима најјаче загријавање присутно је у балтичком региону, у сезони љето утврђен је градијент загријавања у правцу сјевероисток–југозапад, док су у сезони јесен присутни готово нулти трендови (Krauskopf and Huth 2020). Rokorná et al. (2018), упркос свеукупном загријавању Европе, открили су неколико „рупа у загријавању“ током различитих периода године, не само у сезони јесен, када се јавља позната рупа у загријавању. Јесења рупа у загријавању концентрише се на источну Европу, али се у западну Европу шири у септембру, а у источну Европу повлачи у новембру, када се интензивира нарочито сјеверно од Црног мора. Истраживање је открило три краће рупе у загријавању: у фебруару и марту долази до захлађења у источном Медитерану и на Исланду; почетком априла хлађење је откривено над средњом, јужном и југоисточном Европом; велико захлађење јавља се у средњој, сјеверној и сјеверозападној Европи средином јуна. Периоди најјачег загријавања јављају се средином јануара у источној Европи, почетком марта у готово цијелој Европи, а средином маја и почетком августа углавном у средњој и западној Европи.

Тренд загријавања климатског система присутан је и на простору Републике Српске и Босне и Херцеговине (Trbić et al. 2017; Popov and Deliћ 2019; Popov et al. 2017а, 2018а, 2018в, 2018г, 2019б, 2019г, 2019д, 2021; Попов 2020; Subotić et al. 2020; Gnjato et al. 2021). На загријавање указују позитивни трендови годишњих средњих (0,2–0,5 °C по деценији), максималних (0,3–0,6 °C по деценији) и минималних (0,1–0,5 °C по деценији) температура ваздуха (Trbić et al. 2017; Попов 2020). Позитивни трендови средње, средње максималне и средње минималне температуре ваздуха забиљежени су у свим сезонама, али су најизраженији у сезони љето (0,4–0,6 °C по деценији, 0,5–0,8 °C по деценији и 0,3–0,6 °C по деценији, респективно), а затим у сезонама зима и прољеће, док је незнатан пораст температура утврђен у сезони јесен (Попов 2020). Треба истакнути да су и годишње и сезонске минималне температуре порасле по нешто нижим стопама од максималних температура ваздуха.

У условима промјенљивости климатског система, очекује се да ће управо климатски екстреми представљати неке од најкритичнијих изазова за људе, друштво, инфраструктуру и природно окружење (Dunn et al. 2020).

Осим пораста средњих температура ваздуха копна и океана, уочени су и позитивни трендови екстремних температура – минималних и максималних, како на глобалном нивоу (Alexander et al. 2006; Donat and Alexander 2012; Dunn et al. 2020), тако и у различитим дијеловима свијета: у Европи (Klein Tank and Können 2003; Domínguez-Castro et al. 2020), Сјеверној Америци (Heim et al. 2015; Meehl et al. 2016), Азији (Yin et al. 2015; Supari et al. 2017; Dong S et al. 2018), Африци (Collins 2011; Barry et al. 2018; Gebrechorkos et al. 2019; van der

Walt and Fitchett 2021), Јужној Америци (Aguilar et al. 2005; de los Milagros Skansi et al. 2013), Аустралији (Trewin et al. 2020) итд. На глобалном нивоу, промјене минималних температура ваздуха биле су израженије него пораст максималних температура, што је потврђено у неколико глобалних студија (на примјер, Alexander et al. 2006; Donat and Alexander 2012; McKinnon et al. 2016; Dunn et al. 2020).

Анализа дневне температурне амплитуде (средња мјесечна разлика између дневних максималних и минималних температура) показује да је дошло до њеног смањења од средине прошлог вијека, при чему се већина промјена догодила прије 1980. године, док апсолутна интрагодишња температурна амплитуда (разлика између највише и најниже измјерене температуре у години) показује јасан пад током посљедњих 80 година (Dunn et al. 2020). Thorne et al. (2016) потврђују да се дневна амплитуда температуре ваздуха на глобалном копну значајно смањила од 1950. године, а највећи дио тог смањења догодио се током периода 1960–1980. године. Трендови од 1979. године нису статистички значајни, а постоји и неслагање различитих скупова података чак и око знака глобалних промјена. Постоји општа сагласност да се дневна температурна амплитуда од 1951. године смањила у Европи, Сјеверној Америци и Аустралији, с тим што је то смањење дјелимично преокренуто у Европи и Аустралији од раних 1980-их.

Сви индекси екстремних температура показују глобалне трендове и промјене у складу са порастом површинске температуре (тј. у складу са глобалним загријавањем) (Dunn et al. 2020) – смањује се учесталост индекса хладних прагова (FD0 – мразни дани, ID0 – ледени дани, TN10p – хладне ноћи, TX10p – хладни дани и CSDI – хладни таласи), а повећава учесталост индекса топлих прагова (SU25 – љетни дани, TR20 – тропске ноћи, TX90p – топли дани, TN90p – топле ноћи и WSDI – топли таласи), као и вриједност свих апсолутних индекса температуре (TXx – максимална дневна максимална температура ваздуха, TXn – минимална дневна максимална температура ваздуха, TNx – максимална дневна минимална температура ваздуха и TNn – минимална дневна минимална температура ваздуха) (Donat et al. 2013; Zhang et al. 2019). Посматрано на глобалном нивоу, индекси екстремних температура засновани на дневним минималним температурама углавном су испољавали јаче и значајније трендове од индекса заснованих на дневним максималним температурама (Dunn et al. 2020; Zhang et al. 2019).

Преглед утврђених промјена индекса екстремних температура у свијету дат је на основу резултата Dunn et al. (2020) и Zhang et al. (2019).

Апсолутни индекси TXx, TNx, TXn и TNn показују тренд загријавања у већини дијелова свијета, али трендови индекса који се односе на дневну максималну

температуру (ТХх и ТХп) просторно су промјенљивији од индекса који се односе на дневну минималну температуру ваздуха (ТNx и ТNп). Од апсолутних индекса највећа глобална промјена од скоро 4 °C од средине прошлог вијека регистрована је за температуру ваздуха најхладније ноћи ТNп (највећи пораст забиљежен је у високим географским ширинама сјеверне хемисфере са промјенама до 1 °C по деценији). Најхладнији дан у години ТХп показује сличне промјене, али мањег обима. Најтоплији дан ТХх и најтоплија ноћ ТNx глобално су за око 1 °C топлији него током 1960-их и 1970-их.

Индекси засновани на перцентилима (хладне ноћи, хладни дани, топли дани и топле ноћи) показују промјене у складу са трендом глобалног загријавања климатског система – учесталост хладних дана и хладних ноћи је смањена, а учесталост топлих дана и топлих ноћи повећана. Само у неколико региона свијета забиљежено је слабо захлађење. Један од таквих примјера представља тзв. „рупа у загријавању“² у централним и јужним дијеловима САД. Промјене индекса дневних минималних температура (ТN90p и ТN10p) у просјеку су снажније од оних заснованих на дневним максималним температурама (ТХ90p и ТХ10p). У тропским регионима Јужне Америке, сјеверне Африке и у Азији, број топлих ноћи повећао се за више од 8 дана по деценији, што је довело до њиховог удвостручавања од касних 1970-их (просјечна годишња учесталост током референтног периода 1961–1990. године износила је 36,5 дана) на између 70 и 80 дана годишње током посљедње деценије. Учесталост хладних ноћи више се смањивала, а топлих ноћи повећавала у Евроазији него на другим континентима. Пораст годишњег броја топлих дана (око 30 дана од касних 1970-их и око 40 дана од 1901. године) већи је од смањења броја хладних дана (око 15 дана од касних 1970-их и око 40 дана од 1901. године). Посљедња година у анализираном периоду 1951–2015. године била је година са највећом учесталошћу екстремних топлих догађаја и најмањом учесталошћу екстремних хладних догађаја у посљедњих 65 година.

Учесталост мразних дана смањена је у већини дијелова свијета – у Европи и Азији смањена је више него у другим регионима, док је у Сјеверној Америци и Аустралији умјерено смањена. Међутим, учесталост мразних дана у неколико

² Li et al. (2018) наводе да би формирању ове „рупе у загријавању“ у југоисточном и централном дијелу САД могло потенцијално да допринесе неколико фактора, као што су: антропогене емисије аеросола, промјене покривача земљишта, нефорсирана унутрашња варијабилност климе (на примјер, Сјеверноатлантска осцилација и Тихоокеанска декадна осцилација) или њихова комбинација. Међутим, са континуираним порастом емисија гасова са ефектом стаклене баште и смањењем антропогенних емисија аеросола, очекује се да ће се загријавање и у овом региону повећати у наредним деценијама. Већ је примијећено да је подручје ове такозване „рупе у загријавању“ знатно смањено у периоду 1951–2018. године у поређењу са оним у периоду 1951–2010. године (Hu et al. 2020).

подручја у јужној Европи, Сјеверној Америци и јужном дијелу Јужне Америке повећавала се, иако узлазни трендови углавном нису били статистички значајни. Глобални просјек мразних дана на копну смањило се током читавог истраживаног периода, а најбржи пад догодио се после средине 1970-их, када су аномалије индекса углавном биле негативне. Број мразних дана био је релативно нижи 1990, 1998, 2007. и 2015. године, а најниже вриједности забиљежене су 2015. године. Учесталост ледених дана смањила се у већини региона свијета (тренд пораста забиљежен је у источним, централним и јужним дијеловима САД). Образац промјена ледених дана сличан је оном мразних дана, али су трендови мразних дана показали израженије трендове у већини дијелова свијета. Учесталост појаве љетних дана повећана је у већини копнених подручја свијета, а зона средњих ширина сјеверне и јужне хемисфере била је најочигледније подручје загријавања у сезони љето, док се учесталост појаве љетних дана у источној и централној Сјеверној Америци смањивала. Прије средине 1970-их, готово да није било очигледног тренда у љетним данима, али се њихов глобални просјечни број брзо повећавао од средине 1970-их – од тада, осим негативних аномалија у периодима 1983–1985. и 1992–1993. године (због утицаја ерупције вулкана Пинатубо 1991. године), у свим осталим годинама забиљежене су позитивне аномалије, са највишим позитивним вриједностима током посљедње деценије. Учесталост тропских ноћи такође је повећана у већини дијелова свијета, упркос тренду опадања у малом подручју централног дијела САД. Промјена тропских ноћи слична је љетним данима, али је величина тренда љетних дана углавном била већа.

Уочени глобални трендови индекса екстремних температура – позитивни трендови екстрема високих температура (љетни дани, тропски дани, тропске ноћи, топли дани и ноћи, топли таласи) и негативни трендови екстрема ниских температура (хладни дани и ноћи, мразни дани, ледени дани, хладни таласи) – потврђени су и истраживањима на континенталном, регионалном и локалном нивоу у Европи (Klein Tank and Können 2003; Kioutsioukis et al. 2010; Brugnara et al. 2016; Fonseca et al. 2016; Lakatos et al. 2016; Domínguez-Castro et al. 2020), Азији (Caesar et al. 2011; Yin et al. 2015; Supari et al. 2017; Dong S et al. 2018), Африци (New et al. 2006; Kruger and Nxumalo 2017; Barry et al. 2018; Gebrechorkos et al. 2019; van der Walt and Fitchett 2021), Сјеверној и Јужној Америци (Aguilar et al. 2005; de los Milagros Skansi et al. 2013; Smith et al. 2013; Heim et al. 2015; Meehl et al. 2016), Аустралији (Caloiero 2017; Trewin et al. 2020) итд.

Интензитети трендова у нашем региону донекле се разликују од трендова осматраних на глобалном нивоу – у нашем региону промјене највиших и најнижих максималних температура ваздуха биле су израженије него промјене највиших и најнижих минималних температура, а промјене учесталости топлих

и хладних дана биле су израженије од промјена топлих и хладних ноћи (Bartholy and Pongrácz 2007; Kioutsoukis et al. 2010; Burić et al. 2015; Dumitrescu et al. 2015; Malinovic-Milicevic et al. 2016; Milošević et al. 2017; Ruml et al. 2017; Popov et al. 2018г, 2019б; Попов 2020). С друге стране, на глобалном нивоу уочени трендови смањења учесталости појаве мразних дана и ледених дана, те још израженији трендови повећања учесталости појаве љетних дана и тропских ноћи утврђени су и у нашем региону (Bartholy and Pongrácz 2007; Burić et al. 2015; Dumitrescu et al. 2015; Malinovic-Milicevic et al. 2016; Ruml et al. 2017; Popov et al. 2018в, 2018г, 2019б; Попов 2020). У складу с осмотреним трендом загријавања, и на простору Републике Српске и Босне и Херцеговине утврђени су статистички значајни негативни трендови броја ледених дана (0,8–2,4 дана по деценији) и броја мразних дана (2,1–6,4 дана по деценији), као и значајни позитивни трендови броја љетних дана (3,1–7,4 дана по деценији), броја тропских дана (4,5–6,7 дана по деценији) и броја тропских ноћи (Попов 2020; Popov et al. 2017б, 2018ц). Утврђени позитивни трендови учесталости топлих дана (8,6–11,8 дана по деценији) и топлих ноћи (8,2–13,8 дана по деценији) били су знатно израженији него негативни трендови хладних дана (3,1–4,5 дана по деценији) и хладних ноћи (4,0–6,0 дана по деценији) (Попов 2020; Popov et al. 2018д, 2019б). На цијелој територији Босне и Херцеговине утврђени су статистички значајни позитивни трендови дужине трајања топлих таласа (3,3–5,3 дана по деценији), док је дужина трајања хладних таласа смањена по незнатним вриједностима трендова који нису значајни у већем дијелу територије (0,6–0,9 дана по деценији) (Popov et al. 2018г, 2019б; Попов 2020).

Значајна промјена у трендовима индекса екстремних температура у свијету десила се 1970-их (Heim et al. 2015; Zhang et al. 2019). Иако за све температурне индексе глобална аномалија показује значајан тренд загријавања током периода 1951–2015. године, промјене су се углавном догодиле у периоду 1976–2015. године; за већину индекса величина тренда у периоду 1951–1976. године била је мала и статистички инсигнификантна (Zhang et al. 2019). Амерички индекс климатских екстрема, који интегриса неколико индекса екстрема, указује на то да су 1940-те и 1960-те биле деценије најстабилније климе (са најмањом појавом екстрема) у посљедњих око стотину година, док су посљедње деценије постале једнако нестабилне (промјенљиве) као ране деценије XX вијека или чак нестабилније (Heim et al. 2015). Li et al. (2018) наводе да су се одређене перзистентне промјене у дистрибуцији индекса екстремних температура догодиле већ 1960-их година. До 2000. године настале су трајне промјене у расподјели топлих ноћи и хладних ноћи у већини копнених подручја свијета (65% за топле ноћи и 70% за хладне ноћи), док су се промјене у расподјели топлих дана и хладних дана догодиле у значајном

удјелу (22% за топле дане и 32% за хладне дане). Уочене промјене индекса екстремних температура карактерише помак ка више топлих дана и топлих ноћи и мање хладних дана и хладних ноћи, у складу са глобалним загријавањем.

За процјену степена научног консензуса о климатским промјенама изазваним антропогеним активностима користе се различите методе, укључујући анкете стручњака и прегледе рецензиране литературе – обје методе подударају се у закључку да је 97% или више научника увјерено да се дешавају климатске промјене које је изазвао човјек (Maibach et al. 2014). Према шест независних студија које су се бавиле анализом атрибуције климатских промјена, консензус да људи узрокују недавно глобално загријавање дијели 90–100% научника са објављеним радовима у области климатологије (Cook et al. 2016). Cook et al. (2013) анализирали су развој научног консензуса о антропогеном глобалном загријавању у рецензираној научној литератури, испитујући 11.944 сажетка о клими објављена у периоду 1991–2011. године који се подударају са темама „глобалне климатске промјене“ или „глобално загријавање“. Открили су да 66,4% сажетака није изразило никакав став о антропогеном глобалном загријавању, 32,6% подржало је антропогено глобално загријавање, 0,7% одбацило је антропогено глобално загријавање, а 0,3% било је несигурно у вези са узроком глобалног загријавања. Међу 4.014 сажетака који изражавају став о антропогеном глобалном загријавању, 97,1% подржало је консензус да људи узрокују глобално загријавање. Став о консензусу артикулише и изјава Међувладиног панела за климатске промјене да је „антропогени утицај био доминантан узрок утврђеног загријавања од средине XX вијека“ (Cook et al. 2016).

Ефикасно радијационо форсирање, које укључује тренутно форсирање плус прилагођавања атмосфере и Земљине површине, постало је кључна метрика за процјену утицаја човјека и природе на климу. Глобално средње антропогено форсирање 2014. године у односу на преиндустријски ниво (1850. година) према климатским моделима износи $2,00 \pm 0,23 \text{ W m}^{-2}$, а састоји се од $1,81 \pm 0,09 \text{ W m}^{-2}$ форсирања CO_2 , $1,08 \pm 0,21 \text{ W m}^{-2}$ форсирања осталих гасова са ефектом стаклене баште, $-1,01 \pm 0,23 \text{ W m}^{-2}$ форсирања аеросола и $-0,09 \pm 0,13 \text{ W m}^{-2}$ форсирања промјене намјене земљишта; већина од преосталих $0,21 \text{ W m}^{-2}$ вјероватно потиче од озона (Smith et al. 2020).

Loeb et al. (2021) су на основу сателитских и *in situ* посматрања утврдили да је Земљина „енергетска неравнотежа“³ порасла од средине 2005. године до средине 2019. године за $0,50 \pm 0,47 \text{ W m}^{-2}$ по деценији. Наведени тренд је првенствено био условљен повећањем количине апсорбованог Сунчевог зрачења повезаног са смањеном рефлексијом од облака и морског леда и смањеним одлазећим дуготаласним зрачењем усљед повећања гасова у траговима и водене паре.

Независне промјенљиве, укључујући CO_2 , остале гасове са ефектом стаклене баште, начин коришћења земљишта и природно форсирање, доприносе повећању глобалне средње површинске температуре, док остале промјенљиве, укључујући аеросоле, црни угљеник (чађ) на снијегу, озон, водену пару и контраил (коэффициенти посљедње три промјенљиве нису значајни) доприносе хлађењу, тј. смањењу глобалне средње површинске температуре (Qian et al. 2021). Релативни допринос различитих фактора форсирања промјенама глобалне средње површинске температуре варира током времена, али је утврђено да се већина загријавања од 1891. године може приписати нето утицају пораста атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште и антропогених аеросола (упркос важним утицајима природне варијабилности) (Folland et al. 2018). Дакле, од двије врсте спољашњих фактора, антропогено форсирање изазвало је већи дио загријавања глобалне средње површинске температуре од 1850. године (Dong S et al. 2018; Haustein et al. 2019; Qian et al. 2021). Guiot et al. (2010) наводе да се хладни периоди прије XX вијека могу дјелимично објаснити ниском соларном активношћу и/или високом вулканском активношћу, а да би се средњовјековно топло доба могло довести у везу са већом соларном активношћу. Међутим, само антропогено форсирање може објаснити изузетно висок пораст температуре током XX вијека. Ribes et al. (2017) наводе да се већина запаженог загријавања током периода 1951–2010. године ($+0,65 \text{ K}$) може приписати антропогеним форсирањима ($+0,67 \pm 0,12 \text{ K}$), са врло ограниченим доприносом природних форсирања ($-0,01 \pm 0,02 \text{ K}$). Синтеза резултата студија атрибуције климатских промјена заснованих на палеоклиматским реконструкцијама од 1750. године и на инструменталним мјерењима показује како су гасови са ефектом стаклене баште почели да узрокују загријавање климатског система од почетка индустријализације, с тим да се њихов утицај с временом повећавао, па данас доминира (Hegerl et

³ Земљина „енергетска неравнотежа“ је релативно мала (тренутно $\sim 0,3\%$) разлика између глобалне средње апсорбоване Сунчеве радијације и топлотне инфрацрвене радијације која се емитује у свемир (Loeb et al. 2021). Одређена је природним и антропогеним климатским форсирањем и одговором климатског система на та форсирања. Такође је под утицајем унутрашње варијабилности климатског система. Већина Земљине „енергетске неравнотеже“ загријава океан, док остатак загријава копно, топи лед и загријава атмосферу.

al. 2019). Jones et al. (2016) наводе да је од примијећеног загријавања током XX вијека од 0,65 К по вијеку, загријавање форсирано гасовима са ефектом стаклене баште износило од 0,87 К до 1,22 К по вијеку (дјелимично смањено хлађењем од других антропогених и природних утицаја од -0,54 К до -0,22 К по вијеку). Прије друге половине XX вијека, емисије гасова са ефектом стаклене баште полако су се повећавале, па се и глобална средња површинска температура ваздуха споро повећавала, а у период брзог загријавања улази од 1970-их (Qian et al. 2021). Mann et al. (2016) наводе да би недавни низ рекордно топлих година (9 од 10 најтоплијих, као и 13 од 15 најтоплијих година до 2015. године догодило се од 2000. године) био врло мало вјероватан (вјероватноћа мања од један на десет хиљада) у одсуству антропогеног загријавања, али релативно вјероватан у његовом присуству (вјероватноћа рекордних температурних циклуса од 13/15 и 9/10 година износила је 76% и 88%, респективно, за сјеверну хемисферу, односно 72% и 83%, респективно, за свијет глобално). Mann et al. (2017) утврдили су да би низ рекордних температура у 2014, 2015. и 2016. години имао занемарљиву (< 0,03%) вјероватноћу појаве у одсуству антропогеног загријавања.

Испитивање симулација са антропогеним форсирањем и без њега пружило је доказ да је већа вјероватноћа да су осмотрене промјене екстремних индекса температуре антропогене него природе (на њих је посебно утицао историјски пораст антропогених емисија гасова са ефектом стаклене баште) (Li et al. 2018). Seong et al. (2021) су у студији атрибуције уочених глобалних и регионалних промјена у индексима екстремних температура у периоду 1951–2015. године открили да се антропогени сигнали робусно детектују, одвојено од природног форсирања, на глобалном нивоу као и на свим анализираним континенталним скалама (Сјеверна и Јужна Америка, Европа, Азија и Океанија) за већину индекса екстремних температура. Антропогене сигнале су такође открили у многим субконтиненталним регионима, посебно за топле екстреме (у више од 60% од 33 подрегије). Анализа детекције три сигнала: гасова са ефектом стаклене баште, аеросола и природног форсирања показује да су сигнали гасова са ефектом стаклене баште откривени изоловано од других спољашњих форсирања како на глобалном, тако и на континенталним и неколико субконтиненталних нивоа, посебно за топле климатске екстреме, (објашњавају већину утврђеног загријавања). Антропогени утицаји се у овој студији чешће откривају, у поређењу са претходним студијама, посебно за хладне екстреме, због продуженог периода анализе и побољшане просторне покривености посматрања. Hu et al. (2020) такође су утврдили да је антропогено форсирање, у коме доминирају гасови са ефектом стаклене баште, играло најважнију улогу у промјенама индекса топли дани, топле ноћи, хладни дани и хладне ноћи у периоду 1951–2018. године. Анализе које су укључивале

истраживање сигнала антропогених и природних спољашњих форсирања потврђују да се антропогени сигнал може детектовати на глобалном копну у цјелини, као и на већини континената за све индексе екстремних температура. Анализа која је укључивала сигнале као што су гасови са ефектом стаклене баште, антропогени аеросоли и природно спољашње форсирање показује да се сигнал гасова стаклене баште детектује у свим индексима широм свијета и на већини континената, док се сигнал антропогени аеросоли може детектовати углавном на топлим екстремима, али не и на хладним екстремима широм свијета и на већини континената. Ефекат природног спољашњег форсирања је занемарљив у већини копнених подручја. Ефекат загријавања који узрокују гасови са ефектом стаклене баште дјелимично се компензује ефектом хлађења антропогеним аеросолима. Аутори истраживања наводе да комбиновани ефекти оба сигнала објашњавају већину утврђених промјена широм свијета и континената.

Због природне декадне промјенљивости климе (на примјер, Атлантске вишедеценијске осцилације и Пацифичке декадне осцилације) пораст глобалне средње површинске температуре ваздуха није монотон, иако се концентрације атмосферских гасова са ефектом стаклене баште непрекидно повећавају (Wu T et al. 2021).

Друга форсирања проузроковала су значајна одступања од овог савременог тренда загријавања, који се може приписати гасовима са ефектом стаклене баште. На примјер, вулканске ерупције изазивају снажно захлађење након периода необично снажних активности, као што је то био случај почетком 19. вијека, или загријавање током периода слабе активности, која је забиљежена почетком и средином XX вијека (Hegerl et al. 2019). На глобалну средњу површинску температуру ваздуха знатно је утицало спољашње форсирање пет великих вулканских ерупција: вулкана Кракатау у Индонезији (ерупција 1883. године), вулкана Монт Пеле на Мартинику (ерупција 1902. године), вулкана Агунг у Индонезији (ерупција 1963. године), вулкана Килауеа на Хавајима у САД (ерупција 1983. године) и вулкана Пинатубо на Филипинима (ерупција 1991. године) (Qian et al. 2021).

Антропогено форсирање аеросола највјероватније је пригушило глобално загријавање, које се може приписати гасовима са ефектом стаклене баште током XX вијека, посебно од убрзаног повећања емисије сулфатних аеросола почев од 1950. (Hegerl et al. 2019). Вишедеценијске варијације у атмосферским модовима такође могу проузроковати дуготрајну климатску варијабилност, што је очигледно на примјеру Сјеверноатлантске осцилације (Hegerl et al. 2019).

Климатски модели предвиђају широк распон промјена температура до краја XXI вијека према различитим сценаријима будућих емисија гасова са ефектом стаклене баште и других антропогених форсирања климе (Stott et al. 2013). Пројекције температуре за три периода 2021–2040, 2041–2060. и 2081–2100. године дате у Sung HM et al. (2021) показују да ће температура расти према свим сценаријима емисија. Пројекције за период 2021–2040. године сличне су у свим сценаријима; међутим, пројекције за период 2081–2100. године показују значајна одступања у различитим сценаријима. Према 4 сценарија првог нивоа CMIP6, SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0 и SSP5–8.5, на основу нових путева концентрације CO₂, глобална температура ће у периоду 2081–2100. године у односу на данашњу температуру (1995–2014) бити виша за 1,92±0,22 °C, 3,02±0,47 °C, 4,28±0,62 °C и 5,20±0,71 °C, респективно. Према сценаријима са високим концентрацијама CO₂ (SSP3–7.0 и SSP5–8.5) предвиђа се веће загријавање крајем XXI вијека над копном него над океаном. Очекује се да ће се највећи пораст температуре догодити у арктичким регионима, док ће степен загријавања бити мањи над сјеверним Атлантиком и Јужним океаном. Пројекције Tebaldi et al. (2021) показују да ће према свим сценаријима 1,5 °C загријавања у поређењу са референтним периодом 1850–1900. године бити достигнут у другој половини ове деценије. Степен загријавања од 2 °C биће достигнут већ 2039. године према SSP5–8.5 или средином 2060-их према SSP1–2.6. Највиши ниво загријавања који су аутори разматрали (5 °C) биће достигнут само под SSP5–8.5 и тек средином 2090-их. У САД, на примјер, иако постоји несигурност у тачном одређивању тренутка када ће се прекорачити прагови загријавања од 1,5 °C и 2 °C, преко 80% модела пројектује најмање 2 °C загријавања до 2050. године у свим регионима САД према сценарију високих емисија (Karmalkar and Bradley 2017). На глобалном нивоу, утицаји и ризици се повећавају са порастом температуре. На примјер, Arnell et al. (2019) наводе да се глобална просјечна шанса за снажни топли талас повећава са 5% у периоду 1981–2010. године на 28% при загријавању од 1,5 °C и на 92% при загријавању од 4 °C, за пољопривредну сушу са 9% на 24% и 61%, а за 50-годишњи повратни период за поплаве са 2% на 2,4% и 5,4%. Истраживање Bathiany et al. (2018) показује да климатски модели досљедно пројектују пораст температурне варијабилности до краја XXI вијека у тропским земљама, при чему је подручје Амазоније посебно изражено жариште. Током сезоне са максималном инсолацијом, варијабилност температуре ваздуха у Амазонији и јужној Африци повећаваће се за око 15% по степену глобалног загријавања, а до 10% по степену глобалног загријавања у Сахели, Индији и југоисточној Азији. Изван тропске зоне предвиђа се да ће се варијабилност температуре у просјеку смањити због смањеног меридионалног градијента температуре и губитка морског леда. Наведена анализа показује да ће земље које су најмање допринијеле климатским промјенама а најосјетљивије су на утицаје екстремних

климатских догађаја, доживјети најјачи пораст варијабилности температуре. Стога ће ове промјене додатно појачати неједнакост повезану са утицајима климатских промјена.

Према симулацијама CMIP6 модела, и температурни екстреми показиваће веома изражено загријавање у читавом свијету током XXI вијека, без обзира на избор сценарија форсирања (Stott et al. 2013). Средње промјене CMIP6 мултимодела у 50-годишњим повратним вриједностима максималне дневне максималне температуре и минималне дневне минималне температуре у периоду 2071–2100. у односу на референтни период 1985–2014. године предвиђају да ће максимална дневна максимална температура порастити у просјеку за 5,3 °C (3,7–7,3 °C) до краја вијека према сценарију SSP5–8.5, док ће одговарајуће загријавање минималне дневне минималне температуре износити 5,0 °C (4,0–8,2 °C); социоекономски пут са нижим емисијама, као што је SSP1–2.6, смањио би загријавање максималне дневне максималне температуре ваздуха за 1,3 °C (0,8–2,1 °C), а минималне дневне минималне температуре за 1,7 °C (1,2–3,2 °C) (Li et al. 2021). У односу на садашњи ниво, број топлих дана ће се повећати три пута, посебно у централној Африци, западној Индији, јужној Кини, југоисточној Азији, сјеверном дијелу Јужне Америке и Средњој Америци. Број хладних ноћи ће се смањити за око 93% у поређењу са садашњим нивоом, посебно у сјеверној и јужној Африци, Европи, Русији, Аустралији и регионима високих планина, укључујући главне планинске вијенце (на примјер, Алпи, Стјеновите планине и Анде) и Тибетански плато (Sung HM et al. 2021). До краја XXI вијека, пројектована учесталост мразних дана и ледених дана према репрезентативним путевима концентрације смањиће се за 21 и 17 дана према RCP4.5, односно за 43 и 32 дана према RCP8.5, док ће се вриједност тропских дана и љетних дана повећати за 18 и 25 дана према RCP4.5, односно 38 и 44 дана према RCP8.5 (Zhou et al. 2014). Пројектована магнитуда повећања топлих таласа много је већа према сценарију RCP8.5 (повећање за 136 дана) него према сценарију RCP4.5 (повећање за 49 дана), док не постоји велика разлика у пројектованој амплитуди смањења хладних таласа према два наведена сценарија (смањење за 4 и 3 дана) (Zhou et al. 2014).

Предвиђа се да ће антропогене климатске промјене довести до загријавања, закисељавања, деоксијенације, смањења површинских хранљивих састојака и промјена примарне производње океана, што ће све утицати на морске екосистеме. Према сценарију високе емисије SSP5–8.5, глобална средња промјена мултимодела (средње вриједности у периоду 2080–2099. у односу на референтни период 1870–1899. године) за површинску температуру мора износиће $+3,47 \pm 0,7$ °C, а рН површине $-0,44 \pm 0,005$, док ће према сценарију SSP1–2.6 са ниским емисијама и високим ублажавањем климатских промјена,

одговарајуће глобалне промјене износити $+1,42 \pm 0,32$ °C, односно $-0,16 \pm 0,002$ (Kwiatkowski et al. 2020).

Резултати указују да ће промјена климатских услова у Европи бити много интензивнија у XXI вијеку него што је била у XX вијеку. Доминантни процес у пројекцијама климатских промјена у Европи биће загријавање (Breuer et al. 2018). Резултати истраживања Cardell et al. (2020) сугеришу да ће се и широм Европе знатно повећати учесталост топлих дана, а смањивати учесталост хладних ноћи. Пораст магнитуде топлих таласа очекује се на цијелом европском континенту, а највише ће бити погођени региони југоисточне Европе и Медитерана. Супротно томе, највеће смањење хладних таласа биће присутно у сјеверној Европи. Пројекције трендова у сезони љето у Европи показују да ће максималне температуре премашити садашњих T_{max95} током више од 10% дана до краја XXI вијека. Топли екстреми биће чешћи до периода 2071–2095. године, посебно у западној Европи и на Медитерану. Општи пораст фреквенције, трајања и магнитуде топлих таласа очекује се у свим годишњим добима до 2071–2095. године. Према Zhao et al. (2021), генерално, најхладнији дан, најхладнија ноћ, љетни дани и тропске ноћи у Евроазији показиваће тренд пораста, а мразни дани тренд опадања, што је у складу са глобалним загријавањем у будућности.

Одговори на глобално загријавање биће најјачи у високим географским ширинама за минималну дневну максималну температуру и минималну дневну минималну температуру ваздуха, у високим географским ширинама и великим надморским висинама за мразне дане, а у неким подручјима у нижим географским ширинама за љетне дане и тропске ноћи.

4.2.3. Промјене режима падавина

Промјене у глобалним и регионалним одликама режима падавина су међу најрелевантнијим аспектима климатских промјена у свијету који се загријава, али ипак постоји мало консензуса о уоченим и очекиваним промјенама у просторним и сезонским обрасцима падавина (Donat et al. 2016).

Глобално загријавање директно утиче на падавине. Како се клима загријава, очекује се да ће количина влаге у атмосфери, којом управља Клаузијус-Клаперон једначина, расти много брже од укупне количине падавина, којом управља прорачун површинске топлоте испаравањем (Trenberth et al. 2003). Повећано загријавање доводи до већег испаравања, а тиме и до исушивања површине, повећавајући тако интензитет и трајање суше. Међутим, капацитет задржавања воде у ваздуху повећава се за око 7% на 1 °C загријавања, што

доводи до повећања водене паре у атмосфери (Trenberth et al. 2003; Trenberth 2011). Генерално, примијећено је да се количина атмосферске влаге повећава у атмосфери након отприлике 1973. године (Trenberth et al. 2003). Због тога олује, било да се ради о појединачним грмљавинским олујама, екстратропским кишним или сњежним олујама или тропским циклонима, које су снабђевене повећаном влагом, производе и интензивније падавине (Trenberth 2011). Будући да се са загријавањем јавља више падавина, јер се падавине излучију у облику кише умјесто у облику снијега, а и снијег се топи раније, повећава се отицање и ризик од поплава у рано прољеће, али и ризик од суше љети, нарочито у континенталним областима (Trenberth 2011). Међутим, са више падавина по јединици кретања нагоре у атмосфери, атмосферска циркулација слаби, што доводи до слабљења монсуна (Trenberth 2011). У тропским и суптропским предјелима обрасцима падавина доминирају промјене усљед промјена температура морске површине, а Ел Нињо феномен је добар примјер (Trenberth 2011). Ерупција вулкана на планини Пинатубо 1991. године довела је до смањења падавина и отицаја на копну и до широко распрострањене суше, јер су падавине прелазиле са копна на океане, а испаравање је смањено (Trenberth 2011).

Глобалне падавине на Земљи порасле су за око 2% од почетка XX вијека, међутим, иако је повећање статистички значајно, није просторно ни временски једнолично (Dore 2005). Током XX вијека просјечне годишње падавине порасле су за 7–12% у зони 30–85° с. г. ш. и за око 2% у зони 0–55° ј. г. ш. У средњим и високим географским ширинама сјеверне хемисфере падавине су углавном повећане, посебно током сезона јесен и зима, али се то повећање разликује и просторно и временски. Супротно томе, у суптропским предјелима сјеверне хемисфере падавине су смањене са маргиналном статистичком значајношћу (у великој мјери одговорно за деценијско смањење глобалних падавина на Земљи од средине 1980-их до средине 1990-их). Од 1995. године забиљежене су рекордно ниске количине падавина у екваторијалним регионима, док су се суптропска подручја опоравила од својих аномално ниских вриједности из 1980-их година.

Adler et al. (2017) наводе да у периоду сателитских осматрања (1979–2014) није утврђен значајан тренд глобалне просјечне количине падавина, за разлику од површинске температуре и атмосферске водене паре. Међутим, утврђено је постојање обрасца позитивних и негативних трендова широм планете са повећањем у тропским дијеловима океана (у западном дијелу Тихог и Индијског океана, у уском појасу дуж Интертропске зоне конвергенције у централном и источном дијелу Тихог океана и у Јужнопацифичкој зони конвергенције) и смањењем у неким регионима средњих географских ширина. Површинска температура показује јасан тренд пораста у наведеном периоду

(од 0,16 К по деценији), док глобалне падавине показују тренд готово једнак нули (мала стопа пораста мања од 0,01 мм дневно по деценији или 1,3% по К).

И из друштвене и из климатске перспективе, интензитет, трајање, учесталост и облик падавина подједнако су важни као и промјене укупне количине падавина (Trenberth et al. 2003).

Обрасци промјене падавина разликују се не само између региона већ и између различитих аспеката падавина као што су укупна количина падавина и екстремни падавина. У клими која се загријава, очекује се интензивирање глобалног хидролошког циклуса, иако би повећане концентрације аеросола могле да се супротставе овом ефекту (Donat et al. 2016). Глобално, иако нису примијећене снажне промјене у укупним количинама падавина, проналазе се уочљиви пораст екстрема падавина, међутим, просторни обрасци промјена су хетерогени, а различити региони показују супротне трендове – посматрања показују да је број региона у којима су се догађаји обилних падавина повећали већи од броја региона у којима су смањили, иако постоји знатна варијабилност у обрасцима просторног тренда (Donat et al. 2016). Дакле, за разлику од промјена температуре, мало је трендова индекса екстремних падавина (као што су, на примјер, PRCPTOT – годишња количина падавина на влажне дане, RX1day – максимална једнодневна количина падавина, RX5day – максимална петодневна количина падавина, SDII – стандардни дневни интензитет падавина, R1mm – влажни дани, R10mm – дани са интензивним падавинама, R20mm – дани са веома интензивним падавинама, R95p – веома влажни дани, R99p – изузетно влажни дани, CDD – узастопни суви дани и CWD – узастопни влажни дани) који су значајни на глобалном нивоу (Alexander et al. 2006). За различите индексе широм свијета утврђено је постојање трендова оба знака промјене, али углавном инsigнификантних и просторно некохерентних.

Contractor et al. (2021) наводе да је у периоду 1950–2016. године количина падавина повећана у већини копнених подручја широм свијета према расподјели влажних дана (≥ 1 мм). Распрострањено повећање учесталости влажних дана примијећено је широм Азије и САД, а веома распрострањено повећање интензитета падавина широм Европе и Аустралије. На основу поређења просторног обрасца промјена учесталости, интензитета и расподјеле дневних укупних вриједности, аутори истраживања наводе да су промјене слабих и умјерених падавина утицале на промјене учесталости падавина, док су промјене екстремних падавина првенствено утицале на промјене њихових интензитета. Упркос несигурностима у промјенама укупних падавина, екстремне дневне падавине у просјеку, и у сувим и у влажним регионима, показују снажан пораст током посљедњих шест деценија – утврђено је статистички значајно повећање индекса максимална једнодневна количина падавина и

годишња количина падавина на влажне дане у сувим регионима и индекса максимална једнодневна количина падавина у влажним регионима, са вриједностима тренда од 1–2% по деценији (тренд је слабије изражен за PRCPTOT у влажним регионима – 0,3% по деценији) (Donat et al. 2016).

Глобална анализа Dunn et al. (2020) показује да су просторне промјене линеарних трендова индекса падавина у периоду 1950–2018. године мање просторно кохерентне од промјена индекса температуре ваздуха – глобално, забиљежено је више обилних падавина, које су такође интензивније и доприносе већем удјелу у укупној количини падавина. Индекс број дана са R10mm показује врло мало глобалних промјена током читавог периода 1901–2018. године, мада постоје индикације благог повећања индекса у посљедњим деценијама. Међутим, још постоје регионално сусједна подручја у којима су забиљежени и позитивни и негативни трендови (на примјер, у Јужној Америци, на Андима и у источној Амазонији присутни су трендови смањења, а трендови повећања доминирају на простору од сјеверне Аргентине до карипске обале). Уједначен и умјерен пораст броја дана са R10mm примијећен је у Сјеверној Америци и у високим географским ширинама Евроазије. Већи пораст примјећује се у подручју од југоисточне Азије све до централне Аустралије. Међутим, број дана са R10mm смањује се на подручју око Медитерана па све до Блиског истока. Глобалне временске серије показују очигледан пораст од 1970-их година. У просјеку, на глобалним копненим површинама, неки од индекса падавина показују благе трендове ка влажнијим условима, попут статистички значајног повећања количина падавина изнад 95. и 99. перцентила (Westra et al. 2013). Допринос веома влажних дана (R95p) глобално се повећава, са додатних 1–2% падавина које падају током ових дана (Dunn et al. 2020). Максимална једнодневна количина падавина показује снажни пораст од око 2 мм по деценији у источној половини Сјеверне Америке, као и у источним дијеловима јужне Јужне Америке, дијеловима Индије и Кине; мањи пораст примјећује се у Европи (Dunn et al. 2020). Глобална временска серија показује да су максималне једнодневне количине падавина 2–3 мм више него у периоду 1961–1990. године. На близу двије трећине станица забиљежен је њихов пораст, док се статистички значајни и све израженији трендови могу открити на глобалном нивоу (Westra et al. 2013). Резултати су показали да су на 8,6% станица утврђени статистички значајни трендови повећања, а на 2,0% станица значајни трендови смањења; на 64% станица забиљежени су растући трендови, а на 36% опадајући (Dunn et al. 2020). Екстремне падавине порасле су на око двије трећине анализираних станица, укључујући континенте Европу, Азију и Сјеверну Америку, као и регионе централну Сјеверну Америку, источну Сјеверну Америку, сјеверну Централну Америку, сјеверну Европу, руски Далеки исток, источну централну Азију и

источну Азију (Sun Q et al. 2021). Westra et al. (2013) утврдили су да се средњи интензитет екстремних падавина мијења сразмјерно промјенама глобалне средње температуре брзином између 5,9% и 7,7% по степену 1 К загријавања, у зависности од методе анализе. Sun Q et al. (2021) наводе да процентуална промјена екстремних падавина по порасту глобалне средње површинске температуре од 1 К износи 6,6% (5,1–8,2%) за максималне једнодневне количине падавина и 5,7% (5,0–8,0%) за максималне петодневне количине падавина. И краткотрајне (1–3 сат) и дуготрајне (> 1 дан) екстремне падавине појачавају се загријавањем по стопи која је у складу са порастом атмосферске влаге (око 7% по К); међутим, у неким регионима повећава се и интензитет краткотрајних екстремних киша, јаче него што се очекивало само од повећања влаге (Fowler et al. 2021). Ова јача локална повећања повезана су са повратним спрегама у конвективним облацима, али њихова тачна улога није још сигурна.

Уочене промјене у екстремним падавинама просторно су мање конзистентне у поређењу са доминантним трендом загријавања примијећеним у индексима екстремних температура током посљедњих 60 година, а такође су углавном мање статистички значајне (Westra et al. 2013). Многи од наведених индекса падавина конзистентно указују (у неким случајевима и на значајан) пораст екстремних падавина у источном дијелу Сјеверне Америке, источне Европе и Скандинавије, тропском дијелу сјеверне Аустралије и Бразилу (Westra et al. 2013). Генерално, инсигнификантни трендови повећања сушности утврђени су у источној Азији, сјеверозападу Сјеверне Америке, југозападу Европе и у неким регионима у источној и југозападној Аустралији (Westra et al. 2013).

Анализа атрибуције промјена индекса екстремних падавина коју су извршили Min et al. (2011) показала је да је антропогено повећање гасова са ефектом стаклене баште допринијело осмотреном интензивирању обилних падавина утврђеном на приближно двије трећине дијелова копнених подручја сјеверне хемисфере. Резултати анализа показују укупне растуће трендове на 65% и 61% укупно обухваћених подручја у којима су забиљежени позитивни трендови максималних једнодневних и петодневних количина падавина, респективно. Анализа годишњих вриједности наведена два индекса на копненом подручју сјеверне хемисфере у периоду 1951–2005. године показује да се ефекат антропогених форсирања може открити у екстремним падавинама, како појединачно, тако и када се истовремено процјењују промјене узроковане антропогеним и природним форсирањем (ефекат природних форсирања није уочен) (Zhang et al. 2013). Аутори процјењују да је антропогени утицај у просјеку интензивирао годишње максималне једнодневне количине падавина на узоркованим локацијама сјеверне хемисфере за 3,3% (1,1–5,8%), што одговара њиховом просјечном појачавању од 5,2% (1,3–9,3%) по степену пораста глобалне средње површинске температуре у складу са Клаузијус–

Клапејроновом једначином. Резултати истраживања Paik et al. (2020) такође показују да је снажан антропогени утицај гасова са ефектом стаклене баште откривен у примијећеном интензивирању екстремних падавина у периоду 1951–2015. године на глобалном копну и у већини разматраних подрегија (екстратропски дио сјеверне хемисфере, тропска подручја, три континентална региона – Сјеверна Америка, западна и источна Евроазија, те глобална „сува“ и „влажна“ копнена подручја), уз јасно одвајање од природних и антропогених форсирања аеросола. Такође, аутори су утврдили да повећање гасова са ефектом стаклене баште доминантно доприноси примијећеном порасту екстремног интензитета падавина, што у великој мјери прати повећану доступност влаге под глобалним загријавањем.

Резултати глобалних студија које су утврдиле постојање трендова средњих и екстремних падавина оба знака, али често инsigнификантних и просторно некохерентних, потврђени су бројним истраживањима на континенталном, регионалном и локалном нивоу широм свијета (Aguilar et al. 2005; Groisman et al. 2005; Caesar et al. 2011; de los Milagros Skansi et al. 2013; Zhang and Cong 2014; Heim et al. 2015; Yin et al. 2015; Supari et al. 2017; Armal et al. 2018; Barry et al. 2018; Gebrechorkos et al. 2019; Kim et al. 2019), укључујући и Европу (Klein Tank and Können 2003; Kioutsioukis et al. 2010; van den Besselaar et al. 2013; de Lima et al. 2015; Dumitrescu et al. 2015; Bartolomeu et al. 2016; Łupikasza et al. 2017; Popov et al. 2017в, 2018б; Mathbout et al. 2018; Zeder and Fischer 2020).

У анализама временских серија падавина просјечних за европски континент, тешко је утврдити значајан тренд падавина, посебно од 1950-их година (Dore 2005). Тренд годишњих падавина у XX вијеку карактеришу у основи појачане падавине у сјеверној половини Европе (тј. сјеверно од Алпа до сјеверне Феноскандинавије), са порастом у распону од 10% до готово 50%. За разлику од тога, у неким областима региона који се протеже од Медитерана преко средње Европе до европског дијела Русије и Украјине забиљежено је смањење падавина од чак 20%. Сувљи зимски услови у јужној Европи и на подручју Медитерана и влажнији од нормалних услова у многим дијеловима сјеверне Европе и Скандинавије повезани су са снажним позитивним вриједностима Сјеверноатлантске осцилације, са више антициклоналних услова над јужном Европом и јачим западним вјетровима над сјеверном Европом.

Значајнији трендови екстремних падавина у Европи од средине XX вијека утврђени су у низу студија (van den Besselaar et al. 2013; Zeder and Fischer 2020). Van den Besselaar et al. (2013) утврдили су да су, упркос значајној декадној варијабилности, 5-, 10- и 20-годишњи догађаји максималних једнодневних и петодневних падавина за првих 20 година анализираниог периода 1951–2010. године углавном постали чешћи током 60-годишњег периода. За све регионе,

годишња доба и повратне периоде, медијана смањења повратног периода између првог и посљедњег анализираних 20-годишњег периода износи око 21% са варијацијама између пада од ~2% и ~58%. Łupikasza et al. (2017) показали су да су значајни трендови екстремних падавина (дефинисаних као дневна количина која прелази 95. перцентил) у Европи у периоду између 2008. до 2015. године били ријетки, чинећи приближно 25% до 30% свих анализираних трендова, и ријетко су били кохерентни. Ипак, већина ових значајних трендова била је позитивна, осим у сезони љето, када је утврђена готово једнака учесталост позитивних и негативних трендова. Анализа трајања влажних периода (узастопни дани са знатнијим падавинама) у Европи и с њима повезаним падавинама у периоду 1950–2008. године коју су извршили Zolina et al. (2010) показала је да су влажни периоди постали дужи у већини подручја Европе за 15–20%, али продужавање влажних периода није изазвано повећањем укупног броја влажних дана. Све дужи влажни периоди у Европи сада се одликују обилнијим падавинама. Јаке падавине током посљедње двије деценије постале су много чешће и појачале су се у поређењу са 1950-им и 1960-им годинама. Регион Медитерана је једно од најизраженијих жаришта климатских промјена у свијету, а екстремни климатски феномени у овом региону, попут суше, постали су чешћи и интензивнији током периода 1961–2012. године (Mathbout et al. 2018). Екстремне и обилне падавине у источном дијелу Медитерана показале су статистички значајан пад (PRCPTOT 3,1% по деценији, R10mm -1,0 дан по деценији, R20mm -0,5 дана по деценији, RX1day 1,3 дана по деценији и RX5day 3,5 дана по деценији), а у јужним дијеловима значајан пад укупних падавина.

За разлику од промјена температуре ваздуха, трендови годишњих и сезонских падавина у Републици Српској и Босни и Херцеговини регионално су веома промјенљиви (Попов 2020). Статистички значајно повећање падавина на годишњем нивоу утврђено је у Сокоцу (35,3 мм по деценији), док смањене на цијелом простору региона Херцеговине није било статистички значајно (на примјер, у Мостару 42,5 мм по деценији). У сезони зима присутни су регионално врло промјенљиви трендови (од смањења за 12,8 мм по деценији у Мостару до повећања за 2,4 мм по деценији у Требињу). У сезони прољеће падавине су незнатно порасле у већем дијелу територије (на примјер, у Сокоцу за 10,1 мм по деценији), осим у Херцеговини, гдје је утврђено смањење падавина (на примјер, у Мостару за 12,0 мм по деценији). У сезони љето присутан је негативан тренд суме падавина на готово цијелој територији, осим у Сокоцу и Добоју. У јесен је присутно благо и инsigнификантно повећање падавина у свим дијеловима Босне и Херцеговине (осим у Требињу). Индекси екстремних падавина показују трендове оба знака, али углавном инsigнификантне и просторно некохерентне (Popov et al. 2017в, 2018а, 2018б, 2019а, 2019в, 2019ђ);

Попов 2020). Ипак, резултати истраживања сугеришу генерално повећање интензитета падавина, а позитивни трендови максималног трајања и сушних и влажних периода указују на повећану варијабилност падавина на нашем простору (Porov et al. 2017в, 2018б). Кумулативне аномалије падавина показују да је сушни период у Херцеговини започео 1981. године и да траје и даље (Porov et al. 2019в).

Пројекције климатских промјена у свијету до краја XXI вијека показују континуирано интензивирање екстремних падавина (Donat et al. 2016). Пројекције промјена падавина у XXI вијеку које су дали Sung HM et al. (2021) показују да ће према свим сценаријима доћи до значајног пораста падавина до 2050. године. Просторни обрасци будућих промјена падавина у пројекцијама за период 2021–2040. године слични су у свим сценаријима промјена, а утицај различитих сценарија емисије почеће да се појављује у периоду 2081–2100. године. Очекује се да ће се падавине у наведеном периоду у односу на садашњи период повећати од 5,1% до 10,1% (сценарији SSP1–2.6 и SSP5–8.5 показују 5% разлике у падавинама). Сви сценарији откривају исти просторни образац промјена падавина (пораст у тропској зони и смањење у суптропском појасу) са различитим магнитудама. Предвиђа се да ће се екстремни падавина појачати у већини предјела Земље, при чему ће се највећи проценат повећања догодити у тропским предјелима, а затим у високим географским ширинама (Li et al. 2021). Студија Li et al. (2021) показала је да ће на копну просјечно пројектовано интензивирање у педесетогодишњим догађајима максималних једнодневних и петодневних количина падавина до краја вијека у односу на период 1984–2015. године износити 27,9% и 23,1% према SSP5–8.5 и 8,4% и 7,7% према SSP1–2.6. Пројекције веома влажних дана (R95p) за период 2081–2100. године показују тренд пораста – од 15% према SSP1–2.6 до 54% према SSP5–8.5 (Sung HM et al. 2021). Према ранијим сценаријима RCP8.5 и RCP4.5 предвиђан је пораст годишње количине падавина на влажне дане (PRCPTOT) за 14% и 15%, а стандардног дневног интензитета падавина (SDII) за 8% (Zhou et al. 2014). Климатски модели предвиђају да ће екстремни падавински догађаји постати интензивнији и на европском континенту (Rajczak and Schär 2017; Breuer et al. 2018; Cardell et al. 2020).

Иако се веће количине падавина очекују на већини континената у свијету, модели прогнозирају снажне опадајуће трендове у неколико специфичних региона, међу којима се издваја регион Медитерана, гдје ће нарочито доћи до смањења падавина током зиме (локално зимске падавине могле би се смањити и до 40%) и повећања вјероватноће суше у сезони љето (Rajczak and Schär 2017; Tuel and Eltahir 2020). Alessandri et al. (2014) процјењују да ће у XXI вијеку доћи до знатног ширења медитеранске климе на сјевер и исток и у

Евромедитерански регион, док ће истовремено доћи до знатне замјене маргина медитеранске климе према екватору сувим климатским типом.

4.2.4. Промјене екстремних временских и климатских догађаја

Анализе показују да долази до промјене фреквенције, интензитета, просторног распрострањења и/или трајања временских и климатских екстремних догађаја, а првенствено климатских и хидрометеоролошких догађаја као што су: топли таласи, суше, догађаји интензивних падавина, пожари, олујни удари и тропски циклони (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013; Hao et al. 2018).

Изузетно високе температуре представљају непосредну пријетњу за људе и екосистеме. Посљедњих година, многи копнени и морски региони искусили су топле таласе са разорним утицајима који би били врло мало вјероватни без климатских промјена човјеком активношћу. На примјер, на основу симулација модела Vogel et al. (2019) показују да је практично сигурно да се топли талас 2018. године, који је између маја и јула те године захватио око 22% насељених и пољопривредних подручја сјеверно од 30° с. г. ш, не би могао догодити без климатских промјена изазваних човјековим дјеловањем. Резултати њихове студије откривају да ће се подручје високе изложености које ће истовремено бити захваћено топлим таласима на сјеверној хемисфери повећати за око 16% по додатних 1 °С глобалног загријавања. На глобалном нивоу дужина трајања топлих таласа у периоду 1901–2010. године значајно се повећала за 8 дана по деценији, док се дужина трајања хладних таласа смањивала за 4 дана по деценији (Donat et al. 2013). Посљедњих деценија повећан је број региона у свијету захваћених топлим таласима – у периоду 2002–2012. године проценат површина у свијету захваћених умјереним, снажним или веома снажним топлим таласима био је троструко већи него у претходним периодима 1980–1990. и 1991–2001. године (Russo et al. 2014).

Perkins-Kirkpatrick and Lewis (2020) наводе да су интензитет, учесталост и трајање топлих таласа у скоро свим регионима свијета повећани у периоду 1950–2017. године (а трендови су све израженији под појачаним глобалним загријавањем). Мјера кумулативне топлоте показује значајан пораст готово у свим дијеловима свијета од 1950-их, који је углавном условљен порастом броја дана трајања топлих таласа. Најизраженији трендови забиљежени су на Блиском истоку и у дијеловима Африке и Јужне Америке, гдје се додатна топлота коју производе топли таласи повећава за 10 °С по деценији. У већини осталих подручја са значајним трендовима, кумулативна топлота повећава се за 2–6 °С по деценији. Трајање топлих таласа, иако се повећава, показује значајне трендове само у Јужној Америци, Африци, југозападној Азији и на

Блиском истоку. Најмање један додатни дан топлих таласа догодио се сваке деценије у већини региона свијета између 1950. и 2017. године (мада наведено повећање може износити и 3–5 дана по деценији у нижим географским ширинама), а дужина топлих таласа повећала се између 0,2 дана и преко 1 дана по деценији. Само један регион (централни дио Сјеверне Америке) не показује значајне промјене у свим наведеним карактеристикама топлих таласа. Иако су регионални трендови у учесталости топлих таласа као и у максималном трајању и кумулативној топлоти углавном знатно позитивни, трендови просјечног интензитета топлих таласа значајни су само у регионима: Медитеран, Амазонија, сјевероисточни Бразил, југоисточна Јужна Америка и западна Азија. Девет региона свијета (као и глобални просјек) показују благо опадајуће (иако инсигнификантне) трендове просјечног интензитета топлих таласа. У периоду 1950–2017. године најизраженији трендови забиљежени су углавном у регионима у нижим географским ширинама.

У свим регионима Европе утврђени су углавном статистички значајни растући трендови екстремних догађаја од 1950. године, као и значајни позитивни трендови учесталости, интензитета и просторног опсега догађаја екстремних температура (Sulikowska and Wyruch 2021). Интензивно загријавање утврђено је у свим подручјима и годишњим добима анализираним у наведеној студији. Највећа стопа промјена забиљежена је у сезони зима у западној Скандинавији, у сезонама прољеће и љето у средњој Европи и на Иберијском полуострву, као и у сезони зима и прољеће на простору источне Европе. Јесен карактерише најслабија динамика загријавања, која је дијелом повезана са тзв. „рупама у загријавању“, тј. периодима и подручјима у којима није присутно загријавање или чак долази до захлађења. Резултати студије наглашавају да се наведени трендови екстремних температура убрзавају и да је у посљедњих 40 година стопа промјена била чак више него три пута већа него у читавом истраживаном периоду 1950–2019. године. Највеће промјене забиљежене су током сезоне љето на простору средње и источне Европе у посљедњем 40-годишњем периоду (учесталост догађаја екстремних температура повећала се за 9 до 10 дана по деценији).

У посљедње двије деценије Европа је доживјела низ екстремних топлих таласа. Истраживање Lorenz et al. (2019) утврдило је да се у просјеку број дана са екстремним врућинама и топлотним стресом у Европи више него утростручио (са мање од 2 дана на више од 6 дана годишње), а врући екстреми су постали топлији за 2,3 °C у периоду 1950–2018. године. У средњој Европи загријавање премашује одговарајућих средњих љетних температура за 50%. С друге стране, дани са екстремно хладним температурама више су се него преполовили (смањили су се за фактор 2–3; са више од 5 дана око 1950. године на око 2 дана годишње у 2018. години) и постали топлији више од 3 °C,

знатно више од средњих зимских температура. Промјене су досљедне у свим субрегионима, за дневне и ноћне температуре и на различитим перцентилским праговима. Екстремне хладноће и екстремне врућине показују загријавање на око 94% анализираних станица, што је сигнал климатских промјена који се не може објаснити унутрашњом варијабилношћу.

У Европи екстремни топли таласи у сезони љето показују тренд пораста од 1970-их година (Zhang et al. 2020). Између 1950. и 2015. године у Европи је забиљежено 11 интензивних и дуготрајних топлих таласа, од којих се већина догодила од почетка XXI вијека – 2003, 2006, 2007, 2010, 2014. и 2015. године (Russo et al. 2015; Zhang et al. 2020). Топли таласи чешће су се јављали током периода 2003–2015. године, док се знатно мање топлих таласа, са малим магнитудама и међугодишњим варијацијама, јављало током периода 1980–1997. године (Zhang et al. 2020). Barriopedro et al. (2011) утврдили су да су најмање два љета у деценији 2001–2010. била највјероватније најтоплија у Европи у посљедњих 510 година. Током деценије 2001–2010, 500-годишњи записи вјероватно су надмашени на око 65% територије Европе, укључујући регионе источне Европе (2010), југозападне и средње Европе (2003), Балканско полуострво (2007) и Турску (2001). „Мегатопли таласи“, попут оних из 2003. и 2010. године, вјероватно су оборили 500 година дуг сезонски температурни рекорд у око 50% подручја Европе. Аномална топлота у љето 2010. године у источној Европи и великим дијеловима Русије премашила је магнитуду и просторни опсег претходног најтоплијег љета 2003. године. Аутори наводе да су екстремни топли талас 2010. године условиле квазистационарне аномалије антициклонске циркулације изнад западне Русије, дефицит акумулираних падавина од јануара до јула 2010. године и рано прољећно топљење сњежног покривача у западној и централној Русији. Истраживање је показало да ће се вјероватноћа да се у сезони љето догоди мегатопли талас повећати за 5–10 пута у наредних 40 година.

Суша је важан природни ризик у многим регионима свијета и постоји велика забринутост да ће климатске промјене (првенствено пораст температуре ваздуха и промјене у обрасцима падавина) повећати вјероватноћу, учесталост и/или интензитет суша у будућности (Bezák and Mikoš 2020; Cook et al. 2020).

Song et al. (2020) су утврдили да је у периоду 1950–2015. постојао убрзани тренд повећања сушности на глобалној површини копна у цјелини, али да су постојала велика подручја са трендом повећања влажности климе, посебно у високим географским ширинама сјеверне хемисфере. Аридност се глобално знатно повећала од 1970-их година усљед повећања сушности у Африци, јужној Европи, источној и јужној Азији и источној Аустралији (Dai 2011). Иако су Ел Нињо – Јужна осцилација, тропско-атлантска површинска температура

мора и азијски монсуни одиграли велику улогу у повећању сушности, савремено загријавање климатског система повећало је потребу за атмосферском влагом и вјероватно промијенило обрасце циркулације у атмосфери, што је допринијело повећању сушности (Dai 2011).

Истраживање Spinoni et al. (2019) идентификовало је највеће 52 мегасуше које су се догодиле у периоду 1951–2016. године на глобалном нивоу: 1950-их догодиле су се четири изузетно снажне суше, 1960-их шест (двје које су завршиле у 1970-им), 1970-их такође шест, а 1980-их пет таквих догађаја. Тренд пораста очигледан је од почетка 1990-их година па надаље: осам изузетних догађаја мегасуше забиљежено је током 1990-их година, тринаест у 2000-им годинама и десет у периоду 2010–2016. године. Истраживање је идентификовало главна жаришта погођена чешћим и јачим метеоролошким сушама у посљедњим деценијама: Медитеран, већи дио Африке (Сахел, слив ријеке Конго), сјевероисточни дио Кине, Амазонија и јужни дио Јужне Америке (подручје Патагоније). У Сјеверној Америци, средњој Европи, централној Азији и Аустралији прогресивни пораст температуре надмашио је пораст падавина узрокујући чешће и јаче суше.

Истраживања трендова суше широм Европе утврдила су да сјеверна Европа показује обрасце повећања влажности, док јужна (медитерански регион) и источна Европа показују значајнију тенденцију повећања сушности, нарочито у сезонама љето и јесен – и по учесталости и по јачини, а еволуција ка сушним условима релевантнија је током посљедње три деценије у средњој Европи у прољеће, у медитеранским подручјима љети, а у источној Европи у јесен (Gudmundsson and Seneviratne 2016; Spinoni et al. 2017; Vicente-Serrano et al. 2021). И опсервације и анализе засноване на климатским моделима сугеришу да је вјероватноћа > 95% да су антропогене емисије гасова са ефектом стаклене баште повећале вјероватноћу појаве сушних година на Медитерану, а смањиле њихову вјероватноћу у сјеверној Европи (резултати за средњу Европу нису били убједљиви) (Gudmundsson and Seneviratne 2016). Поред тога, примијећени су и изражени трендови повећања едафске суше и одговарајућа повећања учесталости пољопривредне суше (Hanel et al. 2018).

Суше на европском континенту на почетку XXI вијека сматрају се изузетно јаким, а наведени екстремни догађаји повезани су углавном са порастом температуре ваздуха и рекордним врућинама које су забиљежене у Европи од 2000. године, у комбинацији са недостатком падавина током љетних мјесеци (Hanel et al. 2018). Снажне епизоде суше у Европи забиљежене су током протекле двије деценије, укључујући, на примјер, суше 2003/2004. и 2012. године на Балкану, 2011/2012. и 2004/2005. године на Иберијском полуострву, 2011/2012. године у Чешкој, 2015. године у средњој Европи и

2017. године у западној Европи (Vicente-Serrano et al. 2021). Као што је већ наведено, Европа је од почетка XXI вијека доживјела низ екстремно врућих и сувих љета (2003, 2010, 2013. и 2015) – просјечна љетна температура у дијеловима средње Европе у 2003. години била је и до пет стандардних девијација виша од вишегодишње средње вриједности, а љето 2015. било је најтоплије од 1950. године у великом дијелу источне и југозападне Европе (Hanel et al. 2018). Импликације ових екстремних временских услова осјетиле су се, између осталог, у секторима пољопривреде, хидрологије и водних ресурса, људског здравља и услуга екосистема.

Очекује се да ће се учесталост и интензитет суша повећати у будућности као резултат климатских промјена, углавном као посљедица смањења падавина, али и због све већег испаравања усљед глобалног загријавања (Sheffield et al. 2012; Dai 2013). Постоје снажни докази да ће климатске промјене повећати ризик и интензитет суше, али ови закључци зависе од региона, годишњег доба и метрике суше која се разматра. Повећање догађаја суше до краја XXI вијека биће присутно у многим регионима свијета, чак и при агресивнијим путевима ублажавања климатских промјена (сценарији SSP1–2.6 и SSP2–4.5). Регионална жаришта са јаким повећањем биће: Европа и Медитеран, западни дио Сјеверне Америке, Централна Америка, Амазонија, јужна Африка, Кина, југоисточна Азија и Аустралија (Dai 2011; Sheffield and Wood 2008; Cook et al. 2020; Wu et al. 2020). Према будућим пројекцијама, модели показују глобално смањење влажности земљишта за све сценарије климатских промјена са одговарајућим удвостручавањем просторног обима озбиљних дефицита влаге у земљишту и учесталости краткотрајних суша (4–6 мјесеци) од средине XX вијека до краја XXI вијека (Sheffield and Wood 2008).

Пројекције климатских промјена у будућности, засноване на различитим показатељима суше, сугеришу да ће до краја XXI вијека велики дио подручја Европе вјероватно бити захваћен озбиљним сушама као одговор на антропогено форсирање (Vicente-Serrano et al. 2021). Према сценарију умјерених емисија (RCP4.5) предвиђа се да ће суше постати све чешће и јаче у медитеранском подручју, западној Европи и сјеверној Скандинавији, док ће читав европски континент, изузев Исланда, бити погођен све чешћим и јачим екстремним сушама према сценарију највиших емисија (RCP8.5), посебно након 2070. године (Spinoni et al. 2018). Сезонски, предвиђа се да ће се учесталост суша свуда у Европи повећати према оба наведена сценарија у сезонама прољеће и љето, нарочито у јужној Европи, а мање интензивно у сезони јесен; док ће у сезони зима доћи до смањења учесталости суше у сјеверној Европи. Очекује се да ће антропогено загријавање у будућности повећати земљишну сушу у Европи (Samaniego et al. 2018). У поређењу са циљевима *Париског споразума* од 1,5 °C загријавања, утврђено је да би повећање од 3 °C (што представља

тренутну пројектовану температурну промјену) повећало површину захваћену сушом за $40\pm 24\%$, што ће погађати и до $42\pm 22\%$ више становништва. Даље, догађај као што је суша 2003. године постаће двоструко чешћи, тако да због повећане појаве догађаји ове магнитуде више неће бити класификовани као екстремни.

Пројекције различитих модела будућих сценарија климатских промјена снажно се слажу око повећане учесталости и озбиљности суша у медитеранском басену (Forzieri et al. 2014; Trambly et al. 2020; Kim and Raible 2021; Liberato et al. 2021;).

Feng and Fu (2013) анализирајући посматрања током периода 1948–2008. године и симулације климатских модела за период 1948–2100. године показали су да су се глобалне сушне области прошириле у посљедњих шездесет година и да ће наставити да се шире и у XXI вијеку. До краја овог вијека предвиђа се да ће сушна подручја у свијету (према сценарију високе емисије гасова са ефектом стаклене баште) бити $5,8\times 10^6$ км² (или 10%) веће него у периоду 1961–1990. године. Најважније ширење сушних региона догодиће се у југозападном дијелу Сјеверне Америке, сјеверном рубу Африке, јужне Африке и Аустралије, док ће се велика ширења полусушних региона догодити на сјеверној страни медитеранског басена, те у јужној Африци и Сјеверној и Јужној Америци. Huang et al. (2016) наводе да ће се према репрезентативним путевима концентрације RCP8.5 и RCP4.5 сува подручја повећати за 23%, односно за 11%, у односу на референтни период 1961–1990. године. Таква експанзија сувих подручја довела би до смањења секвестрације угљеника и појачаног регионалног загријавања. Све већа аридност, појачано загријавање и брзо растућа људска популација погоршаће ризик од дезертификације и деградације земљишта у блиској будућности у сувим подручјима земаља у развоју.

Пожар је природни еколошки процес и важан антропогени алат који знатно утиче на екосистеме, залихе воде, буџет угљеника и друштво у цјелини (Abatzoglou et al. 2019). Глобално, пожари су главни извор угљеника из копнене биосфере у атмосфери (Ward et al. 2018). Јављају се у сезонским циклусима и са значајном међугодишњом варијабилношћу (Ward et al. 2018). Глобално сагоријевање биомасе извор је приближно 2,5 Pg C у атмосферу годишње, чинећи пожаре главном компонентом копненог биланса угљеника и важним доприносом атмосферским гасовима са ефектом стаклене баште и аеросолима са повезаним климатским утицајима (Ward et al. 2018). Глобалне емисије угљеника усљед пожара повећавале су се за око 10% између 1700. и 1900. године, достигавши максимум од 3,4 Pg C годишње у 1910-им годинама, што је праћено смањењем на око 5% испод нивоа у периоду од 1700. до 2010.

године (Ward et al. 2018). Сматра се да су историјски трендови (послије 1700. године) глобалних емисија пожара резултат промјена климе, промјена у земљишном покривачу и начину његовог коришћења, као и промјена у људској популацији и повезаних активности паљења и сузбијања пожара. Смањење емисија од 1910-их до данас углавном је условљено промјеном намјене земљишта, са мањим доприносом повећаног сузбијања пожара усљед повећања људске популације, највише у субсахарској Африци и јужној Азији (Ward et al. 2018). На промјене у глобалној пожарној активности утиче мноштво фактора, укључујући промјене површинског биљног покривача, промјене политика управљања и промјене климатских услова (Abatzoglou et al. 2019). Варијабилност климатских услова објашњава приближно једну трећину међугодишње варијабилности у опожареном подручју у екорегима свијета (Abatzoglou et al. 2018).

Повећање обима опожарених површина добро је документовано у неким дијеловима свијета током протеклих пола вијека, што указује на знатан утицај промијењених климатских услова и повећаних температура на активност пожара када други фактори, попут обиља биомасе, нису ограничавајући. Током протеклих пола вијека у многим дијеловима свијета примијењена су повећања учесталости и јачине пожара (Abatzoglou et al. 2019). Резултати њихових моделовања вршених у циљу идентификације гдје и када антропогене климатске промјене узрокују да пожари условљени временским условима премашују природну варијабилност показују да је то већ у току у знатном дијелу свијета, укључујући већи дио јужне Европе и Амазоније, са све већим ширењем овог подручја усљед континуираног загријавања током XXI вијека. Ова открића указују на знатно повећање потенцијала пожара у регионима у којима обиље вегетације и паљење нису ограничавајући, истичући хитност прилагођавања промјенама у поремећајима и све више растућим опасностима од пожара. Антропогено узроковани пораст дана са екстремним вриједностима метеоролошког индекса опасности од шумских пожара (*Fire Weather Index, FWI*) утврђен је на 22% опожарених копнених подручја широм свијета до 2019. године, укључујући и већи дио Медитерана и Амазоније (Abatzoglou et al. 2019).

Flannigan et al. (2013) коришћењем три модела опште циркулације атмосфере и три сценарија емисија за израчунавање оцјене кумулативне јачине (*Cumulative Severity Rating, CSR*), метрике опасности од пожара засноване на временским приликама и дужине сезоне пожара за средину (2041–2050) и крај (2091–2100) XXI вијека у односу на референтни период (1971–2000) дошли су до резултата који показују значајно повећање оцјене кумулативне јачине за све моделе и сценарије. Повећања су била највећа (више од три пута већа од почетне оцјене кумулативне јачине) на сјеверној хемисфери

крајем вијека. Промјене дужине сезоне пожара такође су биле најизраженије крајем вијека и у високим географским ширинама сјеверне хемисфере, гдје се пројектује да ће се дужина сезоне пожара повећати за више од 20 дана годишње. Средином XXI вијека антропогени пораст за већину показатеља метеоролошког индекса опасности од шумских пожара до 2030. године појављује се у већем дијелу Медитерана, јужне Африке, Амазоније, јужног Чilea и Аргентине (Abatzoglou et al. 2019). Појава појачаног пожара постаје све раширенија у функцији глобалне промјене температуре – при загријавању од 2 °C изнад преиндустријског нивоа, површина на којој се појављује је упола мања него при загријавању од 3 °C (Abatzoglou et al. 2019).

Један од региона гдје се очекују знатне промјене у активности пожара јесте подручје Медитерана. Предвиђа се да ће се уочени тренд ка топлијим и сушнијим условима (смањењу падавина, а повећању учесталости суше) широм Медитерана наставити и у наредним деценијама, што ће вјероватно довести до повећаног ризика од појаве великих пожара усљед наведених климатских промјена (Turco et al. 2018; Ruffault et al. 2020;). Пројекције показују да би се учесталост пожара могла повећати за 14 % до краја вијека (2071–2100) према сценарију RCP4.5, односно за 30 % према сценарију RCP8.5 (Ruffault et al. 2020). Резултати Amatulli et al. (2013) показали су да се у европском дијелу Медитерана на крају XXI вијека могу очекивати значајна повећања укупне опожарене површине од 66% до чак 140%, према различитим сценаријима климатских промјена. Turco et al. (2018) процјењују да ће се у медитеранском подручју Европе са остваривањем сценарија глобалног загријавања од 1,5 °C, 2 °C и 3 °C (узимајући у обзир могуће модификације односа клима–пожар у промијењеним климатским условима усљед промјена продуктивности) снажно повећавати опожарене површине. Што степен загријавања буде већи, већи ће бити и пораст опожарене површине, који ће се кретати од око 40% до око 100% према свим сценаријима. Резултати истраживања су показали да би се постигле знатне користи ако би се загријавање климатског система ограничило на знатно мање од 2 °C.

Традиционалне методологије процјене ризика од екстремних временских и климатских догађаја обично узимају у обзир само једног покретача и/или само један хазард одједном, што потенцијално може довести до потцјењивања ризика, јер процеси који узрокују екстремне догађаје често дјелују међусобно и у интеракцији.

Екстремни временски и климатски догађаји, попут пожара, топлих таласа и суша, често су резултат комбинације физичких процеса који су у интеракцији на различитим просторним и временским скалама, а обликују их физички покретачи и друштвене снаге (Raymond et al. 2020; Zscheischler et al. 2018).

Ова комбинација процеса који доводе до знатног утицаја назива се „сложеним догађајем“ (Zscheischler et al. 2018). Ови хазарди могу се појавити истовремено (истовремени или сложени догађаји) или узастопно, тј. један хазард који слиједи за другима (каскадни догађаји). Дакле, сложене опасности дефинишемо као два или више екстремних догађаја који се јављају истовремено, тј. истог дана и у истом региону, а каскадне догађаје као два или више екстремних догађаја (као појединачне и/или као сложене опасности) који се јављају сукцесивно или кумулативно током времена, а да их не прекида дан нулте опасности (Sutanto et al. 2020).

Сложени и каскадни природни хазарди обично узрокују теже посљедице од било ког појединачног опасног хазарда (Sutanto et al. 2020). Сложени или каскадни „суви“ хазарди (топли таласи, суше и пожари) могу имати више негативних утицаја (на примјер, кроз кумулативне ефекте) него сваки сам појединачни хазард (Нао et al. 2018; Sutanto et al. 2020). На примјер, знатне појаве сложених сувих и врућих екстремних догађаја забиљежене су за вријеме топлих таласа 2003. године у Европи и 2010. године у Русији, који су били праћени јаком сушом (Нао et al. 2018). Суша која се на европском континенту догодила 2003. године није била најјача, међутим, у комбинацији са продуженим топлим таласом и пожарима сматра се најсмртоноснијом и економски најскупљом. Више од 70.000 људи преминуло је као резултат екстремних врућина, а економска штета премашила је 8,7 милијарди евра (Sutanto et al. 2020). Екстремни услови у љето 2010. године проузроковали су око 55.000 смртних случајева, 25% смањења годишњих усјева и више од 1 милион хектара опожарених површина у Русији (Нао et al. 2018). Љето 2003, 2010. и 2015. године сматрају се најважнијим годинама XXI вијека у западној и средњој Европи и у западној Русији у погледу суша, али и топлих таласа и великих шумских пожара (Sutanto et al. 2020). „Сувим“ хазардима претходе постојане падавине испод нормалних вриједности и повишене температуре. Нао et al. (2018) на основу стандардизованог индекса сувог и врућег времена (*Standardized Dry and Hot Index, SDHI*) утврдили су значајан пораст јачине сложених сувих и врућих екстрема (тј. смањење вриједности SDHI) током топле сезоне у западним дијеловима САД, сјеверном дијелу Јужне Америке, западној Европи, Африци, западној Азији, југоисточној Азији, јужној Индији, сјевероисточној Кини и источној Аустралији. Студија

Bezак and Mikoš (2020) истраживала је промјене у сложеном појављивању суше и екстремних врућина на европском континенту у периоду 1961–2018. године. Ефективни индекс суше и праг перцентиала температуре ваздуха коришћени су за идентификацију сложених догађаја на нивоу ријечног слива, гдје је цијела Европа била подијељена на више од 4.000 сливова. Иако на континенталној скали није откривен уједначен образац промјена у Европи,

идентификовано је више жаришта, подручја са позитивним или негативним промјенама: позитивна промјена била је карактеристична за дијелове западне Европе (Француска, земље Бенелукса), Италију, Балканско полуострво, дијелове Британских острва и источне Европе, те нека подручја у сјеверној Европи (промјена је углавном условљена трендом опадања укупних падавина, није директно условљена трендом пораста температуре ваздуха), док подручја са негативним промјенама укључују дијелове сјеверне и источне Европе и Британска острва (детектована промјена углавном је условљена растућим трендом падавина).

4.3. Утицај савремених климатских промјена на биљни свијет

Биљни свијет представља важну компоненту екосистема, јер има незамјенљиву улогу у регулисању процеса у атмосфери, хидросфери и педосфери, кроз смањење концентрација гасова са ефектом стаклене баште и повећање и одржавање стабилности климе.

С обзиром на то да варијабилност климе има велики утицај на биљне јединке, популације, врсте, заједнице, као и екосистеме у цјелини, очекује се да ће климатске промјене (пораст атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште, глобално загријавање, промјене режима падавина, пораст екстремних догађаја итд.), нарочито овако нагле и интензивне, довести до великих промјена у физиологији, фенологији, саставу и распрострањењу биљног свијета, како на локалном и регионалном, тако и на глобалном нивоу. Ипак, с обзиром на то да климатске промјене нису јединствене у цијелом свијету, и реакције биљних врста, популација и заједница на наведене промјене биће веома сложене и разнолике (Golubyatnikov and Denisenko 2007).

Уочени утицаји савремених климатских промјена на биљни свијет могу се сажети у неколико категорија (Kappelle et al. 1999; Hughes 2000; Walther et al. 2002; Root et al. 2003; Rosenzweig et al. 2007; Schröder et al. 2014):

- утицај на физиологију: промјене у атмосферској концентрацији CO₂ и температури директно утичу на физиолошке и развојне процесе биљака, као што су: фото-синтеза, дисање, раст, продуктивност итд;
- утицај на фенологију: климатске промјене (првенствено глобално загријавање) доводе до промјена времена одвијања појединих фенофаза у животном циклусу биљака које зависе од фактора спољашње средине;
- утицај на распрострањење (ареал): климатске промјене узрокују да биљне врсте генерално мигрирају по географској ширини или надморској висини као реакција на помјерање климатских услова;

- утицај на биљне заједнице и екосистеме: климатске промјене могу узроковати промјене састава заједница и промјене биотичких интеракција међу врстама у оквиру заједнице, те промјене у структури и динамици екосистема, што се одражава на промјене у његовом функционисању.

С обзиром на то да се климатске промјене дешавају истовремено и у интеракцији са промјенама других фактора животне средине, тешко је процијенити како ће се одразити на биодиверзитет (Kappelle et al. 1999). Генерално, биљни свијет на климатске промјене може реаговати позитивно – порастом стопа раста, повећавањем бројности популације или ширењем ареала, и негативно – смањивањем стопа раста са могућим локалним или потпуним изумирањем или распрострањањем у нова подручја са повољнијим условима станишта.

Врсте могу одговорити на утицаје климатских промјена помјерањем своје климатске нише дуж три неискључиве осе: вријеме (на примјер, помјерањима фенологије), простор (на примјер, помјерањем области распрострањења) и „сопство“, тј. промјене саме врсте (на примјер, промјене физиологије) (Bellard et al. 2012). Промјене саме врсте односе се на мање видљиве промјене у физиологији и понашању које ће омогућити врстама да се прилагоде новим климатским условима у истом просторном и временском оквиру, дакле у свом локалном ареалу, а не праћењем њихових тренутних оптималних услова у простору или времену. Уколико се климатски услови (или други еколошки услови средине) промијене изван граница еколошке валенце дате врсте, врста на те промјене може реаговати на неколико начина: промјеном времена одвијања појединих фенофаза у животном циклусу, промјеном граница ареала, промјеном густине индивидуа и популација у оквиру постојећег ареала, промјеном морфологије, размножавања или генетике, различитим адаптацијама на новостворене услове у животnoj средини и екстирпацијом (локалним истребљењем) или изумирањем на глобалном нивоу (Root et al. 2003; Rosenzweig et al. 2007). Све је више доказа да су савремене климатске промјене измијениле области распрострањења, физиологију, сезонске циклусе биљака, обрасце миграција, бројност и интеракције међу врстама, као и да су већ довеле до изумирања одређених врста (Intergovernmental Panel on Climate Change 2013).

4.3.1. Утицаји на физиологију

Повећана концентрација CO_2 у атмосфери, у комбинацији са климатским промјенама, током прошлог вијека имала је снажан утицај на физиологију врста, мијењајући протоке угљеника и воде који пролазе кроз стоматалне поре биљака (Saurer et al. 2014).

Примарни ефекти повећања концентрације CO_2 на биљке укључују смањење проводљивости и транспирације стома, побољшану ефикасност употребе воде, веће стопе фото-синтезе и повећану ефикасност употребе свјетлости (Ainsworth and Stephen 2005). Повишена атмосферска концентрација CO_2 стимулише усвајање фотосинтетског угљеника и нето примарну производњу дугорочно упркос смањеној регулацији активности ензима рибулоза-1,5-бисфосфат карбоксилаза-оксигеназа (*Rubisco*), побољшава ефикасност употребе азота, смањује употребу воде на нивоу листа и крошње биљке, смањује стоматалну проводљивост, иако не стимулише директно фото-синтезу C_4 биљака, може индиректно стимулисати повећање угљеника на локалитетима са појавом суше (Leakey et al. 2009).

Ainsworth and Stephen (2005), на основу података из 120 рецензираних чланака у 12 великих експеримената обогаћивања слободног ваздуха са CO_2 (*Free-Air CO_2 Enrichment*, FACE)⁴, са концентрацијама CO_2 475–600 ppm, закључују да су усвајање угљеника у свијетлој фази фото-синтезе, дневна асимилација угљеника, раст и надземна производња повећани, док су специфична површина листа и стоматална проводљивост смањени при повишеној концентрацији CO_2 у атмосфери. Дрвенасте биљне врсте су више реаговале на вишу концентрацију CO_2 од зељастих врста. Изложеност повишеној концентрацији CO_2 резултирала је просјечним порастом брзине фото-синтезе у свијетлој фази од 31% (просјечно за све FACE експерименте и све анализиране врсте) и просјечним порастом дневне асимилације фотосинтетског угљеника за 28%. Привидни максимални квантни принос повећан је за просјечно 12%. Стоматална проводљивост смањена је 20%. Раст биљака под стресним условима (низак садржај азота и суша) погоршао је смањење стоматалне проводљивости. Није уочена очигледна промјена односа интерцелуларне концентрације CO_2

⁴ Реакције биљака на пројектоване будуће нивое CO_2 прво су окарактерисане у краткотрајним експериментима који су трајали данима или недељама; међутим, накнадно је откривено да су дугорочни одговори на повишење CO_2 веома важни у одређивању функције биљака и екосистема (Leakey et al. 2009). Експерименти обогаћивања слободног ваздуха са CO_2 (FACE) врхунац су напора да се процијени утицај повишеног CO_2 на биљке током више сезона, а у случају усјева током читавог њиховог животног вијека. FACE се користи за излагање вегетације повишеним концентрацијама атмосферског CO_2 под потпуно отвореним условима скоро двије деценије.

и атмосферске концентрације CO_2 , а ефикасност транспирације стимулирана је за око 50%.

Повећавање атмосферске концентрације CO_2 појачава фото-синтезу и смањује транспирацију у листу, екосистему и на глобалном нивоу захваљујући ефекту фертилизације CO_2 (Ueyama et al. 2020). Такође, CO_2 директно утиче на биљке утицајима на фотосинтетску размјену гасова и субсеквентне развојне процесе (Ainsworth and Stephen 2005; Gray and Brady 2016). CO_2 има индиректне ефекте на биљке, јер је моћан гас са ефектом стаклене баште који доприноси загријавању климе и повезаним климатским промјенама (Gray and Brady 2016).

Фото-синтеза је главни процес биљака који доводи до примарне производње у биосфери. У атмосфери се налази укупно 7.000 милијарди тона CO_2 , а фото-синтеза фиксира више од 100 милијарди тона годишње (Baslam et al. 2010). CO_2 асимилиран фотосинтетским апаратом основа је ратарске производње, а самим тим и хране за људе и животиње. Фото-синтеза је условљена промјенљивим условима спољашње средине, као што су температура ваздуха, доступност воде, CO_2 , салинитет и озон, те се очекује да ће климатске промјене имати снажан утицај на стопе фото-синтезе.

Многобројне студије су показале да се стопа фото-синтезе повећава након излагања биљака повишеној концентрацији CO_2 . Повећана атмосферска концентрација CO_2 утиче на повећање интензитета фото-синтезе повећањем уноса и асимилације CO_2 , услед повећане доступности CO_2 за хлоропласти и смањења фотореспирације, што је резултат повећаног односа CO_2 у односу на O_2 (Попов 2020).

Повећане концентрације CO_2 могу стимулирати процес фото-синтезе, посебно код C_3 биљака, јер је њихова фото-синтеза ограничена CO_2 у тренутним атмосферским концентрацијама (Brouder and Volenec 2008; Bisbis et al. 2018). Као што се очекивало, биљке са такозваним C_4 фотосинтетским путем, као што су кукуруз и сирак, мање су реаговале на повећану концентрацију CO_2 од C_3 биљака; међутим, све биљке показују позитиван одговор на повећање концентрације CO_2 (Hatfield et al. 2011). Истраживање Hatfield et al. (2011) показало је да је генерално удвостручавање концентрације CO_2 проузроковало приближно 30% пораста репродуктивног приноса C_3 врста и < 10% пораста приноса C_4 врста. Многе C_3 врсте корова такође су показале значајне бенефите у погледу раста и отпорности на хербициде при повишеној CO_2 концентрацији.

Краткорочно мјерење стопе процеса фото-синтезе FACE експериментима може прецијенити потенцијалну асимилацију угљеника код биљака при дуготрајном излагању повишеној концентрацији CO_2 , јер се с временом биљке

аклиматизују на повећану концентрацију CO_2 и долази до смањења параметара фото-синтезе.

Јасан примјер како повишена температура мијења физиологију биљака јесте промјенљивост у стопама асимилације фотосинтетског угљеника. Док је сама рибулоза-1,5-бисфосфат карбоксилаза оксигеназа (Rubisco) која катализује фиксацију CO_2 из атмосфере у органска једињења у биљци, топлотно стабилна до $50\text{ }^\circ\text{C}$, ограничења фото-синтезе при умјеренијим порастима температуре могу се објаснити смањеном функцијом Rubisco активазе, ензима који уклања инхибиторне молекуле са каталитичког мјеста од Rubisco, или смањеном регенерацијом рибулозе-1,5-бисфосфата (Gray and Brady 2016).

Температурни оптимум за фото-синтезу варира међу врстама, при чему врсте прилагођене врућој пустињској клими имају виши температурни оптимум у поређењу са врстама прилагођеним умјеренијим или хладнијим климатским условима (Gray and Brady 2016). Фотосинтетски функционални тип такође утиче на реакцију врста на температуру, јер C_3 биљке показују нижи топлотни оптимум за фото-синтезу у поређењу са C_4 биљкама. Обогаћивање ваздуха CO_2 повећава температуру на којој биљке оптимално функционишу, чинећи их погоднијим за развијање у условима глобалног загријавања (Idso 2012). Истраживање Taub et al. (2000) показало је да биљке у повишеној атмосферској концентрацији CO_2 повећавају толеранцију на високе температуре ваздуха за одвијање процеса фото-синтезе, јер су код више од половине анализираних врста листови биљака при повишеној концентрацији CO_2 ($550\text{--}1.000\text{ mmol mol}^{-1}$) одржали ефикасност транспорта електрона кроз фотосистем II на знатно вишим температурама од лишћа биљака које су расле при амбијенталној концентрацији CO_2 (око 360 mmol mol^{-1}). Резултати истраживања Saxe et al. (2001) показују да је у двије трећине студија које су анализирали у свом прегледу литературе стопа фото-синтезе повећана као реакција на умјерено повећање температуре ваздуха током XX вијека.

Повећана стопа фото-синтезе не доводи нужно до већег потенцијала за складиштење угљеника у земљишту, јер повећана доступност угљеника у екосистему не утиче само на угљеник акумулиран у биљној биомаси већ и на асимилирани угљеник у земљишту, који стимулише микробиолошку активност (Staddon et al. 2014). Staddon et al. (2014) наводе швајцарски експеримент обогаћивања слободног ваздуха са CO_2 којим је утврђено да је повишена концентрација имала укупан позитиван ефекат на бројност микроорганизама, при чему су грам негативне бактерије показале значајно повећане количине. Подаци истраживања сугеришу да је повишена концентрација CO_2 у атмосфери убрзала и повећала употребу недавно асимилованог угљеника од стране микроорганизама без драстичне промјене састава заједнице. Закључују да је

већа биомаса микроорганизама у земљишту при повишеној концентрацији CO₂ (амбијентална концентрацији + 230 μl l⁻¹) била кључни узрок већег протока угљеника кроз систем биљка–земљиште.

Као резултат повишене концентрације CO₂ стоматална проводљивост и транспирација су смањене код већине биљака, без обзира на то да ли су у питању C3 или C4 врсте (Brouder and Volenec 2008; Bisbis et al. 2018). На примјер, стоматална проводљивост шаргарепе смањена је за 17% када је узгајана при концентрацији CO₂ од 650 ppm и за 53% при концентрацији од 1.050 ppm (Bisbis et al. 2018).

Усљед пораста атмосферске концентрације CO₂ смањена је стоматална проводљивост, што је за резултат имало смањену транспирацију и повећано чување воде. Смањени губитак воде транспирацијом усљед затварања стома доводи до повећаног односа усвојеног угљеника и губитка воде, односно до повећања ефикасности коришћења воде (која је дефинисана као количина произведене органске материје по јединици одавања воде транспирацијом у атмосферу) (Huang et al. 2007). Ефикасност коришћења воде представља унос угљеника по јединици воде коју потроши вегетација (г C кг⁻¹ H₂O). Дефинише се као количина угљеника асимилваног као биомаса или зрно произведено по јединици воде коју биљка користи (Hatfield and Dold 2019). То је интегрисани физиолошки показатељ који мјери баланс између добитка угљеника и губитка воде током фото-синтезе (Хуе et al. 2015). Копнене биљке уклањају CO₂ из атмосфере процесом фото-синтезе, процесом који прати губитак водене паре из лишћа. Однос губитка воде према прирасту угљеника кључна је одлика екосистема, и од велике важности за глобалне циклусе воде, енергије и угљеника (Keenan et al. 2013). Ефикасност коришћења воде је важна веза циклуса угљеника и воде. Повећавање ефикасности коришћења воде кључни је механизам који појачава унос угљеника у копнену вегетацију при порасту атмосферске концентрације CO₂ (Belmecheri et al. 2021). Дакле, повећање ефикасности коришћења воде директна је посљедица повећаног обогаћивања атмосферског ваздуха CO₂ (Idso 2012; Keenan et al. 2013). Комбинација смањене транспирације и веће стопе процеса фото-синтезе при повећаној концентрацији CO₂ побољшала је ефикасност коришћења воде (Brouder and Volenec 2008; Battipaglia et al. 2013; Keenan et al. 2013; Хуе et al. 2015; Frank et al. 2015; Bisbis et al. 2018). Анализе година дрвећа широм свијета показале су да је ефикасност коришћења воде повећана од прединдустријског периода у многим биомима: у бореалним шумама голосјеменица, тропским шумама и широком спектру других шумских биома (Walker et al. 2021). Saurer et al. (2014) и van der Sleen et al. (2015) показали су да су комбиновани ефекти повећања концентрације CO₂ у атмосфери и климатских промјена имали за резултат убрзано повећање унутрашње ефикасности коришћења воде. Постојеће

теорије и емпиријски докази указују на пропорционално повећање ефикасности коришћења воде као одговор на пораст атмосферске концентрације CO_2 , јер биљке одржавају релативно константан однос између интерцелуларног и амбијенталног парцијалног притиска CO_2 (Belmecheri et al. 2021). Претпоставља се да је то главни покретач појачаног копненог понирања угљеника током посљедњих деценија (Belmecheri et al. 2021).

Резултати Xue et al. (2015) показују да глобална ефикасност коришћења воде током анализираних периода 2000–2013. године има просјечну вриједност од $1,70 \text{ г С кг}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ са великом просторном промјенљивошћу. Ефикасност коришћења воде показује велику варијабилност са географском ширином, а такође варира у зависности од надморске висине (остаје релативно константна од 0 до 1.000 м, а затим драматично опада). Генерално се повећава са повећањем падавина и специфичне влажности, док има негативан однос са температуром и Сунчевим зрачењем. У просјеку, ефикасност коришћења воде глобално показује тренд пораста од $0,0025 \text{ г С кг}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ годишње.

Повећање концентрације CO_2 знатно доприноси побољшаном расту биљака и побољшаној ефикасности коришћења воде, међутим, овај позитивни утицај може бити смањен услед појаве све виших температура током циклуса раста биљака (Hatfield et al. 2011). Повећана ефикасност коришћења воде једна је од најважнијих реакција биљака на повишену атмосферску концентрацију CO_2 , јер им омогућава да расту и развијају се у подручјима која су им до сада била превише сушна, а веома ће им бити корисна и у условима повећане учесталости и интензитета суша који се пројектују у будућности у многим дијеловима свијета (Idso 2012). Повећавање атмосферске концентрације CO_2 учиниће Земљу топлијом, а ово загријавање проузроковаће сушу, која ће постати све распрострањенија и јача у многим дијеловима свијета; међутим, пораст концентрације CO_2 такође модификује стоматалну проводљивост и ефикасност коришћења воде код биљака, што се често занемарује у анализи утицаја, а повећана ефикасност коришћења воде коју биљке доживљавају под вишим концентрацијама CO_2 у атмосфери компензује већи дио ефекта виших температура (Swann et al. 2016).

Дрвенасте врсте које расту у хладнијим климатским условима гдје вода није ограничавајући фактор реагују на загријавање климатског система посљедњих деценија све већим растом, док је у подручјима гдје је вода главни фактор који ограничава раст примијећен супротан тренд (Gea-Izquierdo et al. 2011).

Ainsworth and Stephen (2005) у свом прегледу литературе наводе да се раст и производња надземне биомасе генерално повећавају излагањем повишеној концентрацији CO_2 , међутим, величина реакције варира између врста, сезона раста и експерименталних услова. Генерално, повишена концентрација CO_2

имала је за резултат раст виших биљака, са већим пречником стабљике, повећаним гранањем и бројем листова. Висина биљака повећана је више код грмља и дрвећа него код СЗ усјева. Пречник стабљике у просјеку је повећан 9%. Повећани пречник стабљике и висина биљке омогућили су стварање више листова (код 12 врста у седам FACE експеримената број листова повећан је 8%). Специфична површина листа смањена је просјечно 6% код биљака изложених повишеној концентрацији CO_2 , иако се тренд разликовао код биљних функционалних група и врста. Резултати истраживања су показали да је надземна производња суве материје порасла код дрвећа 28%, махунарки 24%, а СЗ трава само 10% при повишеној концентрацији CO_2 . Ограничени резултати промјена броја грана код шест врста на три FACE локације сугеришу појачано гранање (повећање за 25%). Повишена концентрација CO_2 стимулисала је стопе асимилације фотосинтетског угљеника у просјеку за 31% за 40 врста које су истражене у дванаест FACE експеримената.

Експерименти обogaћивања CO_2 на младим шумама на нивоу екосистема сугеришу 30% повећања биомасе, али су експерименти у зрелим шумама утврдили минималну стимулацију раста, што је у складу са доказима о првобитно јакој стимулацији раста младих шума повезаној са повећањем концентрације CO_2 , која се смањује са старости и величином стабла вјероватно због ограничења хранљивих састојака и хидрауличне дужине пута (McDowell et al. 2020).

Пораст температура ваздуха стимулише брзину раста коријена до оптималног температурног нивоа специфичног за одређену врсту и значајно мијења неколико параметара коријенске мреже (Gray and Brady 2016). Примijeђено је да се биомаса коријена биљака знатно повећава као одговор на повишену концентрацију CO_2 код многих врста. Алокација ка коријену повећава се као одговор на пораст температуре. Пораст температуре такође може имати значајан утицај на критичне функције коријена, укључујући дисање и уношење хранљивих састојака. Такође, често се код биљака примјећује повећање у односу коријен : изданак. Измијењена расподјела коријена према дубини може утицати на способност биљке да сакупља хранљиве материје, хетерогено распоређене по градијенту дубине земљишта. Измијењени коријенов систем у повишеној концентрацији CO_2 карактерише повећано гранање и ширење бочних коријена, што доприноси развоју коријена у плитким слојевима земљишта, умјесто расту коријеновог система дубље у тло.

Метаанализа 79 врста узгајаних у повишеној концентрацији CO_2 показује досљедне ефекте на репродуктивни учинак: повишена концентрација CO_2 повећала је у просјеку број цвјетова, плодова и сјемена за 16–19% и укупну

масу сјемена за 25%, али је и проузроковала мањи пораст (4%) у појединачној маси сјемена (Jablonski et al. 2002 према Gray and Brady 2016).

Повећање атмосферске концентрације CO_2 , таложeње азота и сумпора и климатске промјене утичу на нутритивни статус шума и посљедично на њихово функционисање и структуру, те на услуге екосистема. Истраживање Reuelas et al. (2020) показало је да су се фолијарне концентрације азота, фосфора, калијума, сумпора и магнезијума у европским шумама значајно смањиле за 5%, 11%, 8%, 6% и 7%, респективно, у посљедње три деценије. Смањење нутритивног статуса било је посебно велико у медитеранским и умјереним шумама. Повећавање концентрације CO_2 у атмосфери било је у доброј корелацији са смањењем концентрација азота, фосфора, калијума, сумпора и магнезијума и порастом односа азот : фосфор. Регионалне анализе су показале да се повећавање неких фолијарних концентрација хранљивих састојака као што су азот, сумпор и калцијум у сјеверној Европи догодило као посљедица све повољнијих средњих годишњих падавина и температура. Повишене атмосферске концентрације CO_2 смањују концентрације азота и фосфора у биљкама. Повећање атмосферских концентрација CO_2 често је у корелацији са већим растом и ефикаснијом фото-синтезом, а самим тим и вјероватно разблаженом концентрацијом хранљивих састојака на нивоу листа. Повећање концентрације CO_2 у атмосфери такође смањује транспирацију и стоматалну проводљивост, што такође омета уношење хранљивих састојака, а то у коначници може ограничити иницијално повећање биљне производње при повишеној атмосферској концентрацији CO_2 . Таложeње азота такође повећава продуктивност дрвећа и концентрацију фолијарног азота, али може смањити концентрацију фолијарног фосфора и магнезијума. Загријавање тежи да повећа минерализацију, циклус и доступност хранљивих састојака када је вода на располагању, али посљедично повећање раста укључује разблаживање хранљивих састојака, што посљедично доводи до честог смањења концентрације фолијарног азота и повећања односа угљеника и хранљивих састојака (нутријената). Биљке на локацијама које нису ограничене водом реагују повећаним уносом хранљивих састојака, али ако се загријавање настави или чак повећа дугорочно, хранљиве материје могу постати веома ограничавајуће. Загријавање у сувом окружењу, међутим, може повећати сушу у земљишту, погоршавајући снабдијевање водом и хранљивим материјама. Биљке под оваквим условима реагују активирањем механизма за очување и узимање воде и хранљивих материја, али однос угљеник : хранљиве материје и даље се често повећава у фотосинтетским ткивима.

Метаанализа коју су извршили Dong J et al. (2018) открила је да повишена атмосферска концентрација CO_2 повећава концентрацију фруктозе, глукозе, укупног растворљивог шећера, укупног антиоксидативног капацитета, укупних

фенола, укупних флавоноида, аскорбинске киселине и калцијума у јестивом дијелу поврћа за 14,2%, 13,2%, 17,5%, 59,0%, 8,9%, 45,5%, 9,5% и 8,2%, респективно, али да смањује концентрацију протеина, нитрата, магнезијума, гвожђа и цинка за 9,5%, 18,0%, 9,2%, 16,0% и 9,4%, респективно. Повишени атмосферски CO₂ није утицао на концентрације титрабилне киселости, укупног хлорофила, каротеноида, ликопена, антоцијанина, фосфора, калијума, сумпора, бакра и мангана. Gray and Brady (2016) наводе примјер истраживања гдје је повишена концентрација CO₂ повећала принос сјемена код бројних гајених врста, али је нутритивни квалитет зрна углавном смањен због промијењених профила јона, нарочито смањеног садржаја гвожђа и цинка.

Истраживање Zhu et al. (2016) утврдило је перзистентан и широко распрострањени пораст интегрисаног индекса лисне површине (*Leaf Area Index*, LAI), тзв. озелењавање, у вегетационој сезони у периоду 1982–2009. године на 25% до 50% подручја у свијету која су покривена вегетационим покривачем, док мање од 4% подручја карактерише смањење индекса лисне површине (тзв. браунинг). Глобални тренд озелењавања износи 0,068±0,045 m² m⁻¹ годишње. Резултати истраживања сугеришу да ефекти фертилизације CO₂ објашњавају 70% осмотреног тренда озелењавања, а затим слиједи таложење азота (9%), климатске промјене (8%) и промјене земљишног покривача (4%). Ефекти фертилизације CO₂ објашњавају већину трендова озелењавања у тропским предјелима, док су климатске промјене довеле до озелењавања високих географских ширина и Тибетанске висоравни. Промјене земљишног покривача највише су допринијеле регионалном озелењавању примијећеном на југоистоку Кине и истоку САД. Мао et al. (2016) утврдили су да је примијећено озелењавање у складу са претпоставком о антропогеним форсирању, у којем гасови са ефектом стаклене баште играју доминантну улогу (али није у складу са симулацијама које укључују само природна форсирања и унутрашњу варијабилност климе). Њихови резултати пружили су јасне доказе о уочљивом антропогеном утицају на физиолошке промјене биљног свијета, не само на промјене фенологије и помјерања ареала.

Недавне студије пружају све већи број доказа о убрзању динамике раста шума у средњој Европи и широм свијета изазваним промјенама животне средине. Pretzsch et al. (2018) утврдили су да се динамика раста шумских састојина на подручју средње Европе убрзава од 1870. године због пораста температуре, продужених сезона раста и других компоненти климатских промјена. Међутим, њихови резултати такође показују да тренутне повећане стопе раста запремине дрвећа не значе и директно повећање потенцијалне секвестрације угљеника и стварања биомасе. Прираст биомасе у састојини повећан је од 1900. године за 9–24 процентна поена мање у поређењу са прирастом у запремини (повећање од 29–100% смањује се на 20–76%). Иако

састојине и индивидуе брже расту у односу на запремину дрвећа, густина дрвећа смањена је 8–12% од 1900. године. Као доминантне врсте дрвећа у средњој Европи, смрча (*Picea abies*) и обична буква (*Fagus sylvatica*) показују знатно бржи раст дрвећа (32–77%) и раст запремине састојине (10–30%) него 1960. године (Pretzsch et al. 2014).

Стимулација раста биљака при повишеној концентрацији CO₂ углавном постаје већа када и температура истовремено расте, јер су два фактора у позитивној корелацији (Bisbis et al. 2018). Повишена концентрација CO₂ може смањити топлотни стрес, али само под оптималним условима, као што су обилна количина воде, интензитет свјетлости, снабдијевање хранљивим материјама итд. (Bisbis et al. 2018). Благотворни директни утицај повишене концентрације CO₂ на принос биљака може бити поништен другим ефектима климатских промјена, као што су повишене температуре ваздуха и измијењени обрасци падавина (DaMatta et al. 2010). Реакције биљних врста на промјене концентрације CO₂ су сложене и зависе од особина саме врсте и интеракција промјене концентрације CO₂ са температуром, влагом у земљишту, хранљивим материјама и могућности аклиматизације биљака на ове факторе (Hatfield et al. 2011).

Terrer et al. (2019) наводе да атмосферска концентрација CO₂ која се очекује до 2100. године може потенцијално побољшати биљну биомасу за 12±3% изнад тренутних вриједности, што је еквивалентно 59±13 Pg C. Liu et al. (2015) процјењују глобални просјек угљеника из надземне биомасе на 362 Pg C током периода 1998–2002. године (од чега 65% у шумама и 17% у саванама). Аутори такође процјењују да је током периода 1993–2012. године -0,07 Pg C из надземне биомасе годишње изгубљено глобално, углавном као резултат губитка тропских шума (-0,26 Pg C) и нето добитака у мјешовитим шумама у бореалној и умјереној зони (+0,13 Pg C годишње) и тропским саванама и (+0,05 Pg C годишње).

Копнена биосфера може да ослобађа или апсорбује гасове са ефектом стаклене баште (CO₂, CH₄ и N₂O), те стога има важну улогу у регулисању атмосферског састава и климе (Tian et al. 2016). Антропогене активности, попут промјене намјене земљишта, пољопривреде, управљања отпадом и сагоријевања фосилних горива, измијениле су копнене биогене токове гасова са ефектом стаклене баште, што је имало за резултат повећање њихових емисија, које знатно доприносе климатским промјенама (Tian et al. 2016).

Атмосферска концентрација CO₂ се повећава, што повећава стопе фото-синтезе и ефикасност коришћења воде, а ови директни одговори могу повећати раст биљака, биомасу вегетације и органску материју у земљишту, преведећи угљеник из атмосфере у копнене екосистеме (поноре угљеника). Знатан

глобални копнени повор угљеника успорио би стопу повећања атмосферске концентрације CO₂, а тиме и брзину и магнитуду климатских промјена (Walker et al. 2021).

Сви напори за ограничавање климатских промјена захтијевају стабилизацију атмосферских концентрација CO₂, што се може постићи само драстичним смањењем глобалних емисија CO₂. Ипак, емисије фосилних горива повећале су се 29% између 2000. и 2008. године, заједно са повећаним доприносима економија у развоју, производње и међународне трговине робом и услугама, као и употребе угља као извора горива; супротно томе, емисије услед промјена намјене земљишта биле су готово константне (Le Quéré et al. 2009).

Le Quéré et al. (2009) наводе да је у периоду између 1959. и 2008. године у атмосфери у просјеку остајало 43% емисија CO₂ сваке године, а остатак су апсорбовали повори угљеника на копну и у океанима. У посљедњих 50 година удио емисије CO₂ који остаје у атмосфери сваке године се повећао, са око 40% на 45%, а модели сугеришу да је овај тренд изазван смањењем уноса CO₂ у поворе угљеника као одговор на климатске промјене. У наведеном периоду, удио укупне емисије CO₂ коју је копно апсорбовало није имао значајнији глобални тренд, док су океани показали све веће глобално понирање CO₂, са малом промјенљивошћу из године у годину у поређењу са понирањем на копну.

Подаци о атмосферској концентрацији CO₂ указују на то да је површина копна током посљедњих деценија дјеловала као снажан глобални повор угљеника, при чему се знатан дио овог понора угљеника вјероватно налазио у тропским предјелима, посебно у Амазонији. Vrienen et al. (2015) наводе да је један од највећих угљеничних базена на Земљи екосистем Амазоније, која садржи 150–200 Pg C у живој биомаси и земљишту. Раније студије показале су да тропска шума дјелује као снажан повор угљеника са процијењеним годишњим уносом од 0,42–0,65 Pg C годишње у 1990–2007. године, што чини око 25% резидуалног копненог понора угљеника. Њихова анализа потврђује да су шуме Амазоније дјеловале као дугорочни нето повор биомасе, али открива и дугорочни тренд смањења акумулације угљеника. Стопе нето повећања надземне биомасе смањиле су се за једну трећину током посљедње деценије у поређењу са 1990-им годинама као посљедица конверзије земљишта, суша и дуготрајног морталитета дрвећа. Још је више забрињавајуће то што се чини да је слив у периоду 2010–2017. године дјеловао као нето извор 0,4±0,2 Pg C годишње (екстраполисано на цјелокупно подручје басена Амазона од 7,2 милиона км²) (Gatti et al. 2019 према Covey et al. 2021). Емисија пожара била је главни извор угљеника у атмосферу, а и веома сушне године (2010, 2015. и

2016. година) играле су велику улогу у уоченом тренду (елиминишући те године из низа, нето извор се смањује на $0,2 \pm 0,2$ Pg C годишње).

Запажени пад понора у Амазонији знатно се разликује од недавног повећања копненог уноса угљеника на глобалном нивоу. Подаци показују да су зреле шуме наставиле да дјелују као понор биомасе од 1983. до 2011. године, али такође откривају дугорочни пад нето стопа повећања биомасе током читавог периода истраживања (Brienen et al. 2015).

Посљедњих деценија дошло је до повећане акумулације угљеника на копну, тј. копно је дјеловало као понор угљеника. Копнени дио биосфере био је све до око 1940. године нето извор CO₂, прије свега због раширеног крчења шума и претварања пашњака у ораничне површине како би се ширила пољопривредна дјелатност; од тада постаје све већи понор за угљеник (Tans 2009). Глобални нето унос угљеника је у периоду 1960–2010. године удвостручен – са $2,4 \pm 0,8$ на $5,0 \pm 0,9$ милијарди тона годишње (Ballantyne et al. 2012). Pan et al. (2011) користећи податке о инвентару шума и дугорочне студије угљеника у екосистему, процијенили су укупан понор шума од $2,4 \pm 0,4$ Pg C годишње глобално у периоду 1990. до 2007. године. Такође, утврдили су да је промјена намјене тропског земљишта узроковала извор од $1,3 \pm 0,7$ Pg C годишње, која се састојала од бруто емисије крчења тропских шума од $2,9 \pm 0,5$ Pg C годишње, дјелимично компензоване понором угљеника у поновном расту тропских шума од $1,6 \pm 0,5$ Pg C годишње. Залиха угљеника у шумама у свијету процењује се на 861 ± 66 Pg C, и то 383 ± 30 Pg C (44%) у земљишту (до дубине од 1 м), 363 ± 28 Pg C (42%) у живој биомаси (надземној и подземној), 73 ± 6 Pg C (8%) у угинулој биомаси и 43 ± 3 Pg C (5%) у простирци. Географски посматрано, 471 ± 93 Pg C (55%) налази се у тропским шумама, 272 ± 23 Pg C (32%) у бореалним и 119 ± 6 Pg C (14%) у умјереним шумама. Тропске шуме имају 56% угљеника ускладиштеног у биомаси и 32% у земљишту, док бореалне шуме имају само 20% угљеника ускладиштеног у биомаси, а 60% у земљишту. У периоду 2007–2016. године понирање угљеника на копну уклањало је $3,61$ Pg C годишње из атмосфере, што је 33,7% укупних антропогених емисија усљед индустријске активности и промјене намјене земљишта (Keenan and Williams 2018). Овај понор представља драгоцјену услугу екосистема, која је знатно успорила стопу климатских промјена.

Schimel et al. (2015) наводе да је до 60% данашњег копненог понора угљеника узроковано порастом концентрације CO₂ у атмосфери. Реакција циклуса угљеника има далекосежне посљедице на равнотежу угљеника у екосистему у будућим климатским условима (Staddon et al. 2014). Ciais et al. (2005) процијенили су да је, на примјер, топли талас 2003. године узроковао смањење бруто примарне продуктивности за 30% у Европи, што је резултирало снажним

аномалним нето извором CO₂ од 0,5 Pg C годишње у атмосферу и преокренуло ефекат четворогодишње нето секвестрације угљеника у екосистему.

На биогеохемијско кружење угљеника на планети Земљи утичу и промјене у атмосферској концентрацији CO₂ и физичкој клими. У ствари, промјене и у физичкој клими и у биогеохемијском циклусу угљеника утичу једне на друге кроз вишеструке повратне спреге. Arora et al. (2020) квантификовали су повратну спрегу циклуса угљеника и концентрације CO₂ као одговор циклуса угљеника на промјене у концентрацији CO₂ изражене у јединицама уноса или ослобађања угљеника по јединици промјене концентрације CO₂ (Pg C ppm⁻¹), а повратну спрегу система угљеник–клима као одговор циклуса угљеника на промјене у физичкој клими изражен у јединицама уноса или ослобађања угљеника по јединици промјене глобалне средње температуре (Pg C °C⁻¹). Снага повратне спреге концентрације CO₂ и угљеника износи 0,97±0,40 Pg C ppm⁻¹ на копну и 0,79±0,07 Pg C ppm⁻¹ у океану, док је повратна веза циклуса угљеника и климе на копну (-45,1±50,6 Pg C °C⁻¹) око 3 пута већа него у океану (-17,2±5,0 Pg C °C⁻¹). Повећање концентрације CO₂ доводи до повећаног уноса угљеника у копно и океане, што доводи до смањења концентрације CO₂, успоравајући акумулацију CO₂ у атмосфери; на супрот томе, пораст температуре смањује способност копна и океана да усвајају угљеник, што доприноси даљем порасту атмосферске концентрације CO₂.

Многобројне студије су показале да загријавање климатског система може стимулисати раст биљака и понор угљеника, међутим, повећана температура ваздуха такође стимулише аутотрофно дисање код биљака, те је стога наше знање о томе како нето примарна продуктивност може реаговати на различите интензитете загријавања још далеко од јасног, јер овај одговор представља интегрисани ефекат промјена температуре и стања воде на фото-синтезу и дисање (Gu et al. 2017). Ефекти загријавања на нето примарну продуктивност биће или појачани или ослабљени, у зависности од тога да ли се падавине смањују или повећавају. Поред тога, експерименти су показали да се ефекти повећања температуре и промијењених падавина веома разликују и да у великој мјери зависе од типа екосистема и климатских зона. У средњим и високим географским ширинама сјеверне хемисфере раст биљака углавном је ограничен температуром, а недавно климатско загријавање побољшало је продуктивност екосистема и понирање угљеника. У полуаридним и сушним подручјима продуктивност екосистема као одговор на загријавање климе углавном зависи од падавина.

Са порастом атмосферске концентрације CO₂ и температуре ваздуха бруто примарна продуктивност (дефинисана као количина CO₂ која се фиксира у органски материјал фото-синтезом копнених биљака) расла је знатно брже

од дисања екосистема, што је довело до повећања секвестрације угљеника у екосистемима. Раст глобалне копнене бруто примарне производње током XX вијека износио је $31 \pm 5\%$ (Campbell et al. 2017; Haverd et al. 2020). Пораст атмосферске концентрације CO_2 био је доминантни покретач пораста (Haverd et al. 2020). Ueyama et al. (2020) су на глобалном нивоу утврдили пораст бруто примарне производње у периоду 2000–2014. године за $0,138 \pm 0,007\%$ по ppm пораста CO_2 и истовремено смањење транспирације за $-0,073\% \pm 0,006\%$ по ppm пораста CO_2 . Побољшана бруто примарна производња усљед фертилизације CO_2 након базне године истраживања (2000) износи у просјеку $1,2\%$ глобалне бруто примарне производње, односно $12,4 \text{ g C m}^{-2-2}$ годишње или $1,8 \text{ g C m}^{-2-2}$ годишње у годинама од 2001. до 2014. Резултати показују да би тренутни пораст атмосферске концентрације CO_2 могао потенцијално објаснити недавни понов копненог CO_2 на глобалном нивоу.

Резултати истраживања Bond-Lamberty et al. (2018) показују да се глобални флуks CO_2 између земљишта и атмосфере (односно укупно дисање земљишта) повећава. Глобално хетеротрофно дисање расте, вјероватно као одговор на промјене у животној средини. Однос хетеротрофног дисања и укупног дисања земљишта значајно се повећао, са $0,54$ на $0,63$, између 1990. и 2014. године. Односи хетеротрофног дисања и укупног дисања земљишта према бруто примарној производњи временом су се повећавали.

Нето примарна производња, која квантификује количину атмосферског угљеника фиксираног биљкама и акумулираног као биомаса, сматра се веома важним регулаторним фактором у глобалном циклусу угљеника (Sun and Mu 2018; Ji et al. 2020). Нето примарна продуктивност представља производњу бруто фото-синтезе умањене за аутотрофно дисање (Gu et al. 2017). Повишене атмосферске концентрације CO_2 повећавају фото-синтезу и, потенцијално, нето производњу екосистема, што значи већи унос CO_2 . Клима, хранљиве материје и структура екосистема, међутим, утичу на ефекат повећања CO_2 . Анализа нето производње екосистема коју су извршили Fernández-Martínez et al. (2019) открила је да је повишена концентрација CO_2 досљедно повезана са повећаном нето производњом екосистема у периоду 1995–2014. Супротно томе, више температуре ваздуха негативно су повезане са нето производњом екосистема. Процијењена глобална осјетљивост нето производње екосистема на CO_2 према различитим моделима износила је $6,0 \pm 0,1$, $8,1 \pm 0,3$ и $3,1 \pm 0,1 \text{ Pg C}$ на 100 ppm (око $1 \text{ }^\circ\text{C}$ пораста), а на температуру $-0,5 \pm 0,2$, $-0,9 \pm 0,4$ и $-1,1 \pm 0,1 \text{ Pg C}$ по $^\circ\text{C}$. Резултати указују на позитиван ефекат CO_2 на копнене поноре угљеника, који је ограничен загријавањем климе. Повећање концентрације CO_2 било је највјероватнији покретачки фактор повећања нето производње екосистема упркос повећању температура које су ограничавале овај позитиван

ефекат. Глобална годишња нето производња екосистема (без Антарктика) износила је $2,3 \pm 0,9$, $2,3 \pm 1,5$ и $1,6 \pm 0,5$ Pg C годишње.

У периоду 1950–2000. године утврђен је позитиван тренд нето примарне продуктивности шума у Европи од $1 \pm 0,5$ g C m⁻² годишње; главни узрочници који објашњавају наведени тренд су повећање концентрације CO₂ (објашњавају око 61% симулираног пораста), климатске промјене (26%) и промјене саме старосне структуре шума (13%) (Bellassen et al. 2011).

Пројекције Fu et al. (2016) показују да ће се под утицајем климатских промјена нето примарна производња смањити до краја XXI вијека према сценарију интензивног загријавања репрезентативног пута концентрације RCP8.5 – у односу на 1990-те године нето примарна производња ће се смањити за 2–16% током 2090-их. Очекује се да ће климатско загријавање продужити сезоне раста умјерених шумских екосистема и повећати бруто примарну продуктивност; истовремено, очекује се да ће загријавање повећати љетне дисање екосистема, што би могло поништити добитак стечен усљед дужих сезона раста (Duveneck and Thompson 2017).

Даље се очекује да ће загријавање климатског система повећати и бруто примарну продуктивност и дисање екосистема у умјереним шумама. Повећање бруто примарне продуктивности ће бити резултат ранијег почетка вегетације у сезони прољеће и каснијег завршетка циклуса вегетације у јесен. Топла љета, међутим, наметнуће веће респираторне захтјеве током наведеног годишњег доба, који би могли смањити раст. Дакле, док се у многим дијеловима свијета очекује бруто повећање продуктивности, до пада нето примарне продуктивности доћи ће тамо гдје дисање екосистема премаши производњу усљед климатских промјена. Са повећањем температура ваздуха очекује се повећање дисања екосистема прије аклиматизације на више температуре ваздуха. Већа продуктивност (тј. мање ослобођеног угљеника и више усвојеног угљеника) под климатским промјенама зависиће и од довољне количине воде, хранљивих састојака и фотосинтетског активног зрачења. До више ослобођеног угљеника и мање усвојеног угљеника, што значи нижу продуктивност, доћи ће тамо гдје су ови ресурси иначе ограничени. На европском континенту продуктивност шума повећаваће се у сјеверној Европи, повећавати и смањивати у средњој Европи, а смањивати у јужној Европи (Reyer et al. 2013). Продуктивност обичног бора и смрче, углавном распрострањених у средњој и сјеверној Европи, биће у порасту, док ће се продуктивност обичне букве и храста у јужним регионима смањити.

Повећане стопе нето примарне производње одражавају се и на каскадне промјене угљеника кроз систем који чине коријени биљака, микроорганизми и земљиште – повећање флукса угљеника у земљишном покривачу под

повишеном концентрацијом CO₂ подстакнуло је активност микроорганизама, убрзало брзину разградње органске материје у земљишту и подстакло усвајање азота везаног за органске материје у земљишту; наведени процес покренуо је позитивне повратне утицаје одржавајући веће стварање угљеника под повишеном концентрацијом CO₂ као резултат повећања садржаја азота крошње и веће ефикасности фотосинтетске употребе азота (Drake et al. 2011).

4.3.2. Утицаји на фенологију

Промјене у фенологији вегетације кључни су примјер биолошких ефеката климатских промјена (Richardson et al. 2018). Фенологија биљног свијета веома је осјетљива на климатске промјене, а с друге стране такође контролише многе повратне утицаје вегетације на климатски систем кроз утицаје на сезоналност албеда, храпавост површине, проводљивост крошње и циклусе воде, енергије, CO₂ и биогених волатилних органских једињења (Richardson et al. 2013).

Помјерања у фенологији биљака, као посљедица климатских промјена, могу промијенити функционисање екосистема, продуктивност екосистема и еколошке интеракције на различитим трофичким нивоима (Pearson 2019). Ове промјене у сезонском развоју биљака утичу на равнотежу угљеника и хранљивих састојака и могу да изазову знатан утицај на различите еколошке процесе, укључујући примарну продуктивност екосистема. Узимајући у обзир да се одговор појединих врста на климатске промјене битно разликује, могу се очекивати знатне промјене у њиховој конкурентној способности и биодиверзитету екосистема. С обзиром на то да не реагују све врсте слично на климатске промјене (интерспецијска варијација) и да постоје значајне просторне разлике у реакцијама чак и унутар исте врсте, предвиђање фенолошких одговора на савремене промјене климе биће веома комплексно (Ibanez et al. 2010).

Реакција биљака на климатске промјене и помјерање времена одвијања различитих фенофаза резултат је интегрисаног утицаја различитих фактора, као што су температура, дужина фотопериода, разлике у температури током свијетлих и тамних фаза, доступност хранљивих материја и падавине (Juknys et al. 2016). Међутим, температура се обично сматра главним покретачем већине фенофаза. Дужина фотопериода има важну улогу у времену одвијања прољећне фенологије, посебно за касносезонске врсте. Међутим, експерименти изведени у климатским коморама показали су да су захтјеви фотопериода мање важни него што се сматрало, а краћа дужина дана не ограничава способност врсте да достигне фенофазу пупања или листања. Временски

распоред фенофаза дрвећа не зависи само од спољашњих фактора већ и од унутрашњих карактеристика самих биљака: критосјемењаче листају раније од голосјемењача, листопадне врсте раније од зимзелених врста, грмље раније од дрвећа итд.

Као посљедица пораста температура широм свијета, мијењају се прољећна и јесења фенологија, што доводи до кореспондентних промјена у дужини вегетационог периода (Ibanez et al. 2010). Раније одвијање фенофаза у прољеће (пупање, листање, цвјетање), кашњење у јесенским фенофазама (жућење лишћа, опадање лишћа) и посљедично продужено трајање вегетационог периода представљају важне фенолошке реакције биљака на глобално загријавање (Parmesan and Yohe 2003; Chmielewski et al. 2004; Menzel et al. 2006, 2020; Parmesan 2007; Parmesan and Hanley 2015; Juknys et al. 2016; Gusewell et al. 2017).

Утицај загријавања климатског система на фенологију биљака у прољеће је несумњив – клијање, ницање лишћа, цвјетање, плодношење и опште озелењавање сјеверне хемисфере одвија се све раније у складу са трендом загријавања (Parmesan and Hanley 2015). Прољећне фенофазе, првенствено листање и цвјетање, јављају се раније са порастом температуре ваздуха, што је у снажној корелацији са промјенама температуре у сезонама зима и рано прољеће (Chmielewski et al. 2004). Раније одвијање прољећних фенофаза биљака утврђено у умјереној и бореалној зони сјеверне хемисфере посљедњих деценија објашњава се првенствено убрзаним развојем пупољака због пораста прољећних температура (Gusewell et al. 2017). Истраживање Parmesan (2007) утврдило је општи тренд ранијег појављивања прољећних фенофаза на сјеверној хемисфери за 2,8 дана по деценији. Глобална метаанализа коју су извршили Parmesan and Yohe (2003) утврдила је просјечно раније појављвање фенофаза за 2,3 дана по деценији током посљедњих деценија XX вијека. Резултати Schwartz et al. (2006) потврђују готово универзални ранији почетак прољећних фенофаза у већини умјерених копнених региона на сјеверној хемисфери у периоду 1955–2002. године (датум првог листања јавља се раније за 1,2 дана по деценији, датум почетка цвјетања раније за 1,0 дан по деценији, а посљедњи прољећни дан са температуром нижом од 5 °C раније за 1,4 дана по деценији). У складу са посматрањима на површини Земље, сателитске студије, обично фокусиране на почетак и завршетак вегетационог периода, такође откривају прогресивно ранији почетак вегетационог периода током протекле три деценије (Piao et al. 2019).

Истраживање Menzel et al. (2020) спроведено за период 1951–2018. године утврдило је да је у Европи било присутно још и више негативних трендова (тј. трендова према ранијем одвијању) прољећних и љетних фенофаза дивљих

биљака (око 90%; резултати за прољећне фенофазе усјева били су слични, али мање изражени) и више статистички значајних негативних трендова (око 60%) него у њиховом претходном истраживању спроведеном за период 1971–2000. године (Menzel et al. 2006). Трендови су били израженији у рано прољеће и на вишим надморским висинама, а мање изражени за недрвенасте врсте које опрашују инсекти. Наведене трендове аутори приписују загријавању климатског система у зиму и прољеће. Закључују да су раније пољопривредне активности вјероватно, љетне фенофазе врло вјероватно, а прољећне фенофазе (попут листања и цвјетања) чак изузетно вјероватно повезане са порастом температура ваздуха. Око 96% значајних промјена у листању и цвјетању и 95% значајних промјена у сазријевању плодова било је негативно, што указује на раније датуме почетка наведених фенофаза усљед загријавања. У односу на истраживање из 2006. године проценат негативних трендова листања и цвјетања, плодношења и времена одвијања пољопривредних активности благо се повећао (на примјер, са 87% на 89% ранијег одвијања фенофаза листање и цвјетање). Међутим, иако се удио значајних трендова повећао, средња вриједност тренда била је знатно мања него у претходном истраживању. На примјер, средња вриједност тренда листања и цвјетања износила је $-0,394 \pm 0,003$ дана годишње у истраживању из 2006. године и $-0,240 \pm 0,002$ дана годишње у новом истраживању. До 1988. године трендови су били стабилни и позитивни за већину феногрупа, што указује да су фенофазе наступале касније. Након 1989. године трендови жућења лишћа и опадања лишћа осцилирали су око нуле, док су за све остале групе трендови постајали све више и више негативни. Најјачи трендови ранијег одвијања фенофаза достигнути су у периоду 1979–2008. године. Најизраженији средњи тренд ранијег одвијања фенофаза од $-0,553 \pm 0,004$ дана годишње забиљежен је за фенофазе цвјетања воћака и дивљих биљака у прољеће. Након тог периода, трендови су поново постали слабији, посебно за прољећно листање и цвјетање воћака и дивљих биљака. У најновијем тридесетогодишњем периоду (1989–2018) сви трендови су били мањи од половине свог максимума током периода од 1980-их до 2010-их, иако и даље негативни.

Генерални негативни трендови прољећне фенологије, тј. раније одвијање фенофаза у овом периоду године потврђени су низом локалних и регионалних истраживања широм свијета, на примјер, у средњој Европи (Fu et al. 2014), Великој Британији (Fox and Jönsson 2019), Чешкој (Kolářová et al. 2014), Литванији (Juknys et al. 2016), Србији и Босни и Херцеговини (Drkenda et al. 2018), на Алпима (Studer et al. 2005), у Кини (Cheng et al. 2021), Јапану и Јужној Кореји (Ibanez et al. 2010), САД (Pearson 2019; Liu and Zhang 2020) итд.

Без обзира на генерални тренд ранијег одвијања прољећних фенофаза, у свакој студији било је одређених врста код којих нису забиљежене наведене

фенолошке реакције на пораст температуре; чак је забиљежено и неколико врста код којих су се фенофазе у прољеће јављале касније на мјестима гдје је присутно загријавање климе. Cook et al. (2012) истражујући управо такве врсте утврдили су да је већина (72%) осјетљива само на прољећне температуре и реаговала је на топлија прољећа ранијим цвјетањем за 1 дан по деценији. Већина преосталих биљака у студији (18%) нису реаговале на загријавање или се фенологија мијењала супротно очекивањима, тј. одлагањем цвјетања. Детаљнијим истраживањем утврдили су да су ове врсте „које не реагују“ на загријавање ипак осјетљиве на климатске услове, али на начин који је у складу са зимским захтјевом за јаровизацијом (вернализацијом). То су врсте чија стратегија избјегавања покретања активности током зиме (тј. због кратког зимског топлотог периода, названог „лажно прољеће“) захтијева акумулирано зимско хлађење прије него што реагују на прољећну топлоту. Код ових врста прољећна активност је почињала раније у условима интензивнијег зимског хлађења, а успоравала усљед загријавања у јесен и зиму. Многе врсте листопадног дрвећа захтијевају хлађење како би започеле период мировања, а смањење хлађења усљед загријавања климатског система може се супротставити ранијем листању као одговор на загријавање (Fu et al. 2015).

Fu et al. (2015) су коришћењем дугорочних *in situ* посматрања листања седам доминантних европских врста дрвећа на 1.245 локације показали да постоји очигледан одговор листања биљака на загријавање климе (изражен у данима ранијег листања по загријавању од 1 °C). У периоду од 1980. до 2013. године утврђено је смањење одговора листања биљака на загријавање климе код свих посматраних врста дрвећа. Просјечно за све врсте и локалитете у истраживању, смањење је износило 40% – са $4,0 \pm 1,8$ дана по °C загријавања у периоду 1980–1994. године на $2,3 \pm 1,6$ дана по °C загријавања у периоду 1999–2013. Аутори наводе да се наведено смањење вјероватно дјелимично може приписати смањеном хлађењу током сезоне зима, али и да други механизми такође могу имати важну улогу, попут ограниченог фотопериода, који могу постати крајње ограничавајући када се датуми листања јављају прерано у сезони. Резултати сугеришу да предвиђено снажно загријавање током сезоне зима у будућности може додатно смањити одговор листања биљака на загријавање климе и стога резултирати успоравањем ранијег одвијања фенологије дрвећа у прољеће.

Vitasse et al. (2018) на основу око 20.000 запажања датума листања четири уобичајене умјерене врсте дрвећа на 128 локалитета у Алпима, открили су да је фенолошки помак условљен надморском висином значајно смањен са 34 дана кашњења за сваких 1.000 м пораста надморске висине у складу са Хопкинсовим биоклиматским законом у 1960. години на 22 дана кашњења за сваких 1.000 м пораста надморске висине у 2016. години, тј. смањен је за 35%.

Израженије помјерање фенофаза на вишим надморским висинама, одговорно за смањење фенолошког помака дуж градијента надморске висине, повезано је, највјероватније, са јачим загријавањем током касног прољећа, као и са вишим зимским температурама. Заиста, под сличним температурама у сезони прољеће, аутори су открили да је фенолошки помак дуж градијента надморске висине знатно смањен у годинама када је претходна зима била топлија. Резултати истраживања Chen et al. (2018) сугеришу да се, због различитих температурних промјена на различитим надморским висинама и различитих реакција дрвенастих врста на ове промјене, фенологија дрвећа помјерала различитим брзинама, што је довело до уједначеније фенологије на различитим надморским висинама током посљедњих деценија. Користећи 652.000 записа о листању пет умјерених врста дрвећа праћених *in situ* у Европи током периода 1951–2013. године, открили су нелинеарни тренд висинске осјетљивости (помјерање времена одвијања фенофаза у данима на 100 м надморске висине) у прољећној фенологији. Одложено одвијање фенофазе листања (за $2,7 \pm 0,6$ дана по деценији) примијећено је на великим надморским висинама (вјероватно усљед смањеног форсирања прољећа између 1951. и 1980. године), праћено истовременим ранијим одвијањем листања на нижим надморским висинама. Ови дивергентни трендови допринијели су значајном повећању помјерања времена одвијања фенофаза у данима на 100 м надморске висине ($0,36 \pm 0,07$ дана на 100 м по деценији) током периода 1951–1980. године. Од 1980. године помјерање времена одвијања фенофаза почело је да опада брзином од $-0,32 \pm 0,07$ дана на 100 м по деценији, вјероватно усљед смањеног хлађења на нижим висинама и побољшане ефикасности прољећног форсирања ранијег листања које се одвија на великим надморским висинама. Планинске регије су посебно подложне утицају климатских промјена. Као непосредни одговор на повећање температуре (два пута брже него на сјеверној хемисфери током XX вијека) у Алпима се код одређених врста дрвећа, прољећне фенофазе, као што су пупање и цвјетање, обично јављају раније; међутим, недавне студије показују успоравање фенолошких помјерања током посљедње двије деценије у поређењу са ранијим периодима, што би могло бити узроковано топлијим зимама (Asse et al. 2018). Заправо, ниске температуре потребне су за мировање пупољака које се дешава почетком јесени (прекид мировања је предуслов за издуживање ћелија у прољеће, када је температура довољно висока).

Larénis et al. (2014) анализом података Паневропске мреже података о фенологији утврдили су да су донедавно биљке успијевале да иду у корак са загријавањем климе, помјерајући вријеме листања и цвјетања за исти број дана као и дужине периода погодног за њихов раст. Њихов модел међутим предвиђа још веће повећање сезоне термалног раста са накнадним повећањем средње годишње температуре. Аутори истичу да у зависности од утицаја других

фактора, као што су промјене падавина и повећана варијабилност температуре, ове дуже термичке сезоне раста можда неће бити корисне за раст биљака.

Иако су и *in situ* и сателитска посматрања показала општи тренд ранијег почетка вегетационог периода од 1980-их, неке недавне сателитске студије сугеришу да се тренд ранијег почетка вегетационог периода могао успорити или се чак преокренути од 2000-их (тзв. период паузе у загријавању, период хијатуса) (Piao et al. 2019). Piao et al. (2019) наводе неколико примјера: почетак вегетационог периода на сјеверној хемисфери јављао се раније за 5,2 дана у периоду 1982–1999. године, али само за 0,2 дана раније у периоду 2000–2008. године; слично томе, успорен ранији почетак вегетационог периода примијењен је у умјереној зони Кине током 2000-их, односно ранији почетак вегетационог периода за 12,4 дана раније по деценији током периода 1982–1999. године заправо се преокренуо у наредним деценијама (6,6 дана касније по деценији); као резултат, почетак вегетационог периода на сјеверној хемисфери напредовао је слабом стопом од 2,1 дана по деценији просјечно током читавог периода 1982–2011. године.

Период развоја лишћа и репродуктивни развој дрвенастих биљака умјерене зоне започињу раније усљед климатских промјена које укључују више прољећне температуре, што биљке потенцијално чини рањивијима на појаву мраза у касно прољеће (Augsburger 2013; Bigler and Bugmann 2018). Раније листање јавља се код већине врста дрвећа и грмља као одговор на повећане прољећне температуре. Иако им раније листање омогућава да продуже период раста и тако произведу више асимилата и повећају производњу биомасе, то такође повлачи повећани ризик од оштећења од мраза (Bigler and Bugmann 2018). С обзиром на то да је отпорност на мраз ниска током периода листања, биљке су посебно осјетљиве на оштећења од мраза, када температуре падну испод критичних вриједности специфичних за дату врсту. Уобичајена претпоставка је да загријавање климе може довести до смањене учесталости и озбиљности оштећења вегетације од мраза; с друге стране, пораст температуре крајем зиме и у рано прољеће могао би да покрене тзв. „лажно прољеће“, односно рани почетак раста који је праћен хладним периодима, што би резултирало повећаном штетом од мраза (Ma et al. 2019). Како промјене учесталости екстремних догађаја попут мраза више зависе од варијабилности (која се повећава посљедњих деценија) него од трендова температуре ваздуха, појавило се контраинтуитивно предвиђање повећаног ризика од штете од мраза на биљкама у условима глобалног загријавања (Augsburger 2013). Релативно помјерање времена листања у односу на вријеме и интензитет мразних догађаја одређују да ли се ризик од мраза мијења при загријавању климатског система (Bigler and Bugmann 2018). Раније одвијање фенофаза може смањити отпорност биљака, јер цвјетање прије посљедњег датума мраза

у прелазном периоду зима/прољеће може оштетити цвјетне пупољке или отворене цвјетове, ограничавајући производњу плода и сјмена (Park et al. 2021). Ризик од изложености цвјетова утицају мраза зависи од тога да ли је помјерање датума посљедњег прољећног мраза брже од помјерања датума почетка цвјетања као одговор на загријавање климатског система.

Још не постоји консензус о томе да ли се ризик од мраза повећава или смањује услед глобалног загријавања, јер су досадашње студије узимале у обзир релативно мало врста, локалитета или висинских зона (Bigler and Bugmann 2018). Ma et al. (2019) су на основу фенолошких посматрања 27 врста дрвећа са 5.565 локација у Европи показали да промјене ризика од оштећења услед прољећног мраза у условима загријавања климатског система варирају у великој мјери у зависности од врста и региона. Bigler and Bugmann (2018) наводе да се ризик од мраза 13 европских врста дрвећа и грмља са 264 локалитета смјештена између 200 и 1.900 м. н. в. широм Швајцарске промијенио током претходних више од 60 година: вријеме између посљедњег критичног мраза и листања биљежило је претежно позитивне трендове крајем 1950-их и 1960-их, а преокрет тренда догодио се од 2000-их. Park et al. (2021) на основу анализе 1.653 врста критосјеменаца у Сјеверној Америци у периоду 1920–2015. године утврдили су да је помјерање датума посљедњег мраза према ранијем завршетку мразног периода било много брже од помјерања датума цвјетања, што је за резултат имало смањење ризика од мраза код 66% врста. Augspurger (2013) такође је, на основу фенолошких посматрања 20 дрвенстих врста у периоду 1993–2012. године у мјесту Трелисе Вудс у САД, утврдио да се годишња вјероватноћа штете од мраза знатно повећала, са 0,03 током периода 1889–1979. године на 0,21 током периода 1980–2012. године.

Иако глобално загријавање климатског система смањује годишњу учесталост појаве мраза, продужавање вегетационог периода биљака на сјеверној хемисфери (изазвано загријавањем) може заправо узроковати већу учесталост мразних дана током вегетационог периода (Liu et al. 2018). На око 43% сјеверне хемисфере, забиљежен је значајан пораст броја мразних дана током вегетационог периода између 1982. и 2012. године (углавном током сезоне прољеће), а нарочито у Европи (на око 82% површине Европе; просјечно за $2,8 \pm 4,6$ додатна мразна дана у вегетационом периоду). Повећани број додатних прољећних мразних дана углавном се јавља у кратком периоду након почетка вегетационог периода (тј. 43% у року од 10 дана и 81% у року од једног мјесеца).

Супротно генерално ранијем листању у сезони прољеће које се одвија под глобалним загријавањем, ефекти климатског загријавања на старење лишћа

у јесен веома су промјенљиви, а утврђени су обрасци и ранијег и одложеног и непромијењеног времена одвијања наведене фенофазе (Chen et al. 2019). Промјене у јесењим фенофазама (старење и опадање лишћа) спорије су, хетерогеније и мање конзистентне од оних утврђених за почетак прољећних фенофаза (Estiarte and Peñuelas 2015). Чињеницу да је загријавање генерално одложило датуме старења и опадања лишћа потврдио је низ истраживања на различитим просторним скалама широм свијета (Ibanez et al. 2010; Kolářová et al. 2014; Gill et al. 2015; Fu et al. 2018; Menzel et al. 2020). Тренд каснијег завршетка вегетационог периода за 1,2–6,1 дана по деценији досљедно је примијећен широм Сјеверне Америке, Евроазије и умјерене зоне Кине, без обзира на периоде проучавања (Piao et al. 2019). Piao et al. (2019) наводе примјере студија које су утврдиле одлагање завршетка вегетационог периода просјечно за цијелу сјеверну хемисферу од 2,2 дана по деценији у периоду 2000–2008. године, односно за 1,8 дана по деценији у периоду 1982–2011. године.

Gill et al. (2015) су на основу извршене метаанализе објављених студија (64 публикације са посматрањима у распону од 1931. до 2010. године) о датумима јесенског старења лишћара на сјеверној хемисфери утврдили да је јесење старење лишћа значајно одложено у нижим (на простору 25–49° с. г. ш.) географским ширинама сјеверне хемисфере, више него у високим ширинама (50–70° с. г. ш.). Температуре мјесеца октобра биле су најснажнији предиктори датума старења лишћа, а затим хладни степен-дани, географска ширина, фото-период и на крају укупна мјесечна количина падавина, иако се важност појединих фактора разликује међу локалитетима у високим и нижим ширинама. Старење лишћа у високим географским ширинама осјетљивије је на утицај фото-периода, а у нижим ширинама на утицај температуре. Одлагање старења лишћа било је израженије у Сјеверној Америци него у Европи и Азији. Аутори наводе и примјер истраживања Piao et al. (2006), које је утврдило да је старење у листопадним шумама сјеверне хемисфере одложено за 0,37 дана годишње између 1982. и 2009. године. Резултати истраживања Li P et al. (2020) на висоравни Ћингхај-Тибет показали су да температура ваздуха игра важну улогу у тренду одлагања времена одвијања јесенске фенологије биљака – нарочито температура у предсезони може значајно одложити датум почетка мировања вегетације, а позитивне корелације забиљежене су у више од 71% истраживаних подручја. У складу са претходним студијама, утврдили су и значајне негативне корелације између хладних степен-дана предсезоне и датума почетка мировања вегетације (негативне корелације су примијећене у више од 72% подручја). Насупрот томе, утицај падавина на датум почетка мировања вегетације зависи од биома.

Истраживање Menzel et al. (2020) у односу на резултате Menzel et al. (2006) утврдило је да се проценат трендова одложеног жућења и опадања лишћа у Европи повећао са 49% на 57%. Док је истраживање из 2006. године указивало на мање јасан образац промјена у времену жућења лишћа, смјер промјена био је очигледнији у новом истраживању, при чему је жућење лишћа углавном одложено (57%). Статистички значајни трендови жућења и опадања лишћа били су 63% позитивни, што наговјештава одлагање јесењих фенофаза услед загријавања. Средња вриједност тренда била је $+0,036 \pm 0,007$ дана годишње наспрам $-0,015 \pm 0,013$ дана годишње у 2006. години, што указује на каснији завршетак вегетационог периода.

Што је дужи период са зеленим лишћем, већи је унос угљеника и продуктивност шума (Estiarte and Peñuelas 2015). Старењем лишћа завршава се сезона раста листопадног дрвећа и стога фактори који одлажу њихово опадање могу продужити период фото-синтезе биљака и повећати стопе бруто примарне продуктивности; дакле, продужавање вегетације може допринијети смањеној атмосферској концентрацији CO_2 услед појачане секвестрације угљеника у копненим биљкама (међутим, повећање уноса угљеника може се дјелимично поништити повећаним стопама дисања екосистема) (Gill et al. 2015).

Генерално, загријавање климатског система ће одложити, а суша убрзати вријеме старење лишћа, али у различитом степену у зависности од врсте и региона. С обзиром на то да загријавање и суша имају супротне ефекте на фенологију старења лишћа, утицај климатских промјена зависиће од релативне важности сваког фактора у одређеном региону (Estiarte and Peñuelas 2015).

Захваљујући све ранијем почетку прољећних фенофаза и генералном одлагању фенофаза у јесен, вегетациони период многих биљака се продужава, нарочито у регионима гдје раст током љета није ограничен екстремним температурама ваздуха или падавинама (Parmesan and Hanley 2015). Анализе сателитских посматрања у периоду од 1980-их до 2000-их показале су да се у умјереној зони сјеверне хемисфере почетак вегетације јављао 5,4 дана раније, док је крај вегетационог периода одложен за 6,6 дана (Jeong et al. 2011).

Garonna et al. (2016) анализирали су промјенљивост и еволуцију глобалне дужине вегетационог периода на основу сателитских података (на основу индекса нормализоване разлике вегетације) током посљедње три деценије (1982–2012). Резултати су потврдили просјечно продужавање вегетационог периода на глобалном нивоу у наведеном периоду у просјеку за 0,22–0,34 дана годишње, али са просторно хетерогеним трендовима. Око 13–19% копнених подручја у свијету показало је значајне промјене дужине трајања вегетационог периода, а преко 30% трендова забиљежено је у бореалном и алпском биому сјеверне хемисфере. Унутар овог биома, зона животне средине

„хладно и мезично“ појавила се као жаришна тачка промјене фенологије – промјена забиљежена на више од једне трећине укупне површине. Снажан позитиван тренд у овој зони у просјеку је износио 0,73–0,80 дана годишње (до 37% ове зоне показује значајне трендове). Продужење трајања вегетационог периода пронађено је унутар зона „хладно и мезично“ и „хладно, умјерено и суво“, које се простиру кроз бореалну Евроазију и Сјеверну Америку, као и у великом дијелу зоне „изузетно вруће и ксерично“, посебно у Судану, Сахелу и у великим дијеловима Индије. С друге стране, скраћивање вегетационог периода утврђено је углавном у зони „изузетно хладно и мезично“ широм Сјеверне Америке и Сибира (у панарктичкој зони просјечно скраћивање трајања вегетационог периода износило је од -0,32 до -0,47 дана годишње), као и у малим областима у централној Азији, сјеверној Аргентини, јужној Аустралији и сјевероисточној Кини. Утврдили су да су трендови времена завршетка вегетационог периода углавном снажнији и распрострањенији од трендова времена почетка вегетационог периода.

Buitenwerf et al. (2015) показали су да се фенологија вегетације озбиљно промијенила (за више од 2 стандардне девијације у једној или више димензија фенолошких промјена) на 54% глобалне површине копна између 1981. и 2012. године. Анализа је потврдила претходним студијама откривене промјене у бореалним и сјеверним умјереним подручјима, али и подједнако озбиљне фенолошке промјене на јужној хемисфери. Фенологија се значајно промијенила у већини региона свијета – на 95% копнених површина промијенила се за најмање једну стандардну девијацију. У арктичким и бореалним регионима вегетациони период је продужен, а укупна фотосинтетска активност се повећала. Продужавање сезоне раста допринијело је озелењавању Сахела. Међутим, тачне фенолошке промјене на којима се заснива ово цјелокупно озелењавање разликовале су се међу регионима. У најсјевернијим областима вегетациони период није само продужен већ и започиње раније због ранијих датума и листања и опадања лишћа. Јужније, ранији датуми листања продужили су сезону раста, док се датуми опадања лишћа нису мијењали. Супротно томе, још даље на југ, вегетациони период је продужен првенствено каснијим датумима фенофазе опадања лишћа. Разноликост фенолошких промјена у овим регионима, а које су све резултирале нето озелењавањем, сугеришу да различити механизми покрећу промјене у сваком од ових региона.

Фенофазе у Европи показују трендове општег помјерања ка ранијем почетку вегетационог периода (за 0,54 дана годишње) и продуженом трајању (за 0,96 дана годишње) вегетационог периода који су статистички значајни, нарочито у средњој Европи (Stöckli and Vidale 2004). Menzel et al. (2020) утврдили су да око 84% анализираних серија показује продужавање вегетационог периода (48% статистички значајно продужавање), са средњом вриједношћу тренда,

која је износила $+0,261 \pm 0,008$ дана годишње. Анализа промјена паневропске фенологије копнене површине у периоду 1982–2011. године (заснована на индексу нормализоване разлике вегетације) коју су извршили Garonna et al. (2014) показала је да се дужина трајања вегетационог периода значајно повећала за 18–24 дана по деценији на 18–30% копнене површине Европе. Међу свим значајним трендовима 69–85% је позитивних. То значи да је 12–24% копнене површине Европе карактерисало повећање дужине трајања вегетационог периода, а само 4–5% смањење. Овај тренд је увелико варирао унутар и између климатских зона и класа пејзажа. Подручја у којима је дошло до највећег продужавања вегетационог периода била су континентална, бореална и алпска зона, са жариштима концентрисаним у јужном дијелу Феноскандинавије, западној Русији и појединим „цеповима“ континенталне Европе. Значајни трендови покривали су до 46% укупне површине бореалне и 32% континенталне климатске зоне. У атлантској и степској зони утврђено је просјечно скраћивање сезоне раста са жариштима у западној Француској, долини ријеке По и око Каспијског мора. У медитеранској и анадолијској зони, двије методе анализе дале су супротне међугодишње трендове, што указује на недоследне трендове дужине трајања вегетационог периода у посматраном периоду. У многим зонама Европе промјене времена завршетка вегетационог периода изведене из индекса нормализоване разлике вегетације више су допринијеле уоченом тренду дужине трајања вегетационог периода него промјене у прољећном озелењавању.

С обзиром на то да пројекције показују да ће климатске промјене до краја XXI вијека бити много веће магнитуде од осмотрених током XX вијека, очекује се да би могле знатно више утицати на фенологију биљака, која снажно зависи првенствено од промјена температуре ваздуха (Chmielewski et al. 2004).

4.3.3. Утицаји на распрострањење

У окружењу које се мијења и у простору и у времену, биљне врсте могу преживјети климатске промјене и избјећи изумирање промјеном географског распрострањења тако да прате у простору те исте повољне климатске услове, прилагођавањем свог фенотипа новим климатским условима у простору у којем се тренутно јављају или комбинацијом ових стратегија (Aguiléea et al. 2016). Дакле, један тип стратегија којим биљне популације могу избјећи изумирање јесте помјерање просторног ареала и еколошких ниша. Помјерања ареала врста настају као резултат ширења популације на „предњој“ ивици ареала (према половима или вишим надморским висинама) и/или контракције на „задњој“ ивици ареала (према екватору или нижим надморским висинама)

(Alexander et al. 2018). Брзина којом ће се мијењати ареали биљних врста услед промјена климе зависиће од: (1) распрострањење на „предњој“ ивици ареала, (2) вјероватноће да врста успостави популације и повећа абунданцију изван њиховог тренутног ареала након доласка пропагула и (3) степена локалног изумирања на „задњој“ ивици. Обим у којем врсте показују заостајање у ова три процеса – ширење, успостављање и изумирање – одређује брзину и синхроност помјерања ареала врста и на крају промјену састава и бројности врста у заједници (Alexander et al. 2018).

Климатски услови играју важну улогу у одређивању граница распрострањења биљних врста. Сходно томе, када се климатски услови брзо мијењају, често се примјећује да распрострањење врста може брзо одговорити, на примјер, миграцијом у нова подручја која су тек недавно постала климатски повољна за преживљавање или помјерањем ареала у друга подручја (Greenwood and Junr 2014). Очекује се да ће климатске промјене промијенити распрострањење биљака како се врсте буду шириле у нове области са повољним условима и смањивале бројност и распрострањење на локацијама са све неповољнијим условима.

Врсте се у великој мјери разликују по својим способностима да активно мијењају област распрострањења. Генерално, птице се могу премјештати брже од сисара, инсеката, биљака или земљишних организама. Међутим, растојање на које се врсте могу распростирати такође може варирати у великој мјери и унутар једне групе врста – на примјер, биљке са тешким сјеменом могу да баце своје сјеме тик до матичних биљака, док се сјеме биљака које се распростиру вјетром може преносити километрима (Van der Putten et al. 2010). Максимални потенцијал распрострања организама можда неће бити остварен када је распрострањење ограничено физичким баријерама, када су станишта уситњена или када врсте захтијевају посебне услове у стаништима примаоцима. Тренутна фрагментација (уситњавање) станишта, пољопривредне активности и урбанизација смањиће капацитет многих врста да одговоре на климатске промјене промјеном распрострањења. Ограничења у распрострањању могу бити превазиђена уз помоћ векторских организама, попут водених птица, које расијавају мочварне биљке на велике удаљености током миграција у прољеће.

Промјене распрострањења биљних врста и граница биома, као одговор на промјене климатских услова, забиљежене су током прошлог вијека код широког спектра таксономских група и у многим регионима свијета (Kappelle et al. 1999; Root et al. 2003; Thuiller et al. 2005; Rosenzweig et al. 2007; Sykes 2009; Parmesan and Hanley 2015). Распрострањење многих копнених биљних организама тренутно се мијења по географској ширини или надморској висини

као одговор на промјену климатских услова. Помјерање границе дрвећа навише према планинским врховима и помјерање по географској ширини ка половима представљају добро утврђен образац промјена у распрострањењу врста широм свијета (Greenwood and Jump 2014; Parmesan and Hanley 2015; He et al. 2019). Метаанализом 143 студије о утицају глобалног загријавања на распрострањење 1.700 врста биљака и животиња Root et al. (2003) уврдили су досљедне промјене распрострањења 81% анализираних врста (од трава до дрвећа и од мекушаца до сисара) у правцу очекиваном на основу климатских промјена, тј. на основу промјене температуре ваздуха. Глобална метаанализа ареала више од 1.700 врста показала је да се савремени трендови у распрострањењу врста подудару са промјенама климе – утврђено је значајно помјерање ареала према половима у просјеку за 6,1 км по деценији (или метара по деценији навише) (Parmesan and Yohe 2003).

Метаанализом помјерања распрострањења по географској ширини Chen et al. (2011) уврдили су да се распрострањење врста помјерило од екватора према вишим географским ширинама за 16,9 км по деценији и према вишим надморским висинама са средњом брзином од 11,0 м по деценији. Ове стопе су отприлике три и два пута веће него што је наведено у ранијим студијама. Аутори су уврдили да су до сада забиљежена просјечна помјерања по географској ширини генерално довољна за праћење промјена температуре ваздуха. Утврђено заостајање помјерања ареала по надморској висини је изненађујуће, јер су потребне удаљености за праћење климе много краће него за помјерање по географској ширини. Стварни и видљиви заостаци у помјерању по надморској висини могу настати уколико се нови погодни услови на вишим надморским висинама јављају само на неприступачним локацијама (на примјер, на другим планинским врховима) или на локацијама које су условљене сложеном топографијом и микроклимом планинског терена (на примјер, хладније локације могу бити на нагибима окренутим према полу, а не навише) или уколико постоје додатна топографска, климатска, геолошка и еколошка ограничења.

Ипак, појединачне врсте се у великој мјери разликују у стопама промјена распрострањења, што сугерише да ће промјена ареала сваке врсте зависити од особина саме врсте и спољашњих покретача промјена. Најмање три процеса ће вјероватно створити велику разноликост у обрасцима помјерања распрострањења међу врстама: временска кашњења у одговорима врста, индивидуалистичка физиолошка ограничења и алтернативни и интеракцијски покретачи промјена (Chen et al. 2011). Промјене распрострањења врста могу заостајати за брзинама климатских промјена уколико су врсте специјалисти за одређена станишта, уколико су врсте непокретне и не могу колонизовати фрагментисане пејзаже или уколико посједују друге особине повезане са

ниским стопама распрострањања или колонизације. Различите врсте такође могу показивати индивидуалистичке физиолошке реакције на различите аспекте климе, као што су различита осјетљивост на максималне и минималне температуре у критичним периодима њиховог животног циклуса. На врсте такође утичу у различитој мјери „неклиматски“ фактори и интеракције са другим врстама које зависе од разноликих покретача промјена у животној средини. На примјер, врста би могла помјерити своје распрострањење од поларне границе ареала према екватору ако се суочи са губитком станишта бржим него што се шири према половима усљед загријавања климе, док би се граница ареала према полу врста које успијевају у новим пољопривредним предјелима могла ширити брзином већом од очекиване уколико је загријавање једини покретач.

Положај границе дрвећа јако зависи од температуре, мада и други фактори попут доступне количине падавина и суше, доступности хранљивих материја, те орографски и антропогени утицаји такође играју важну улогу (Greenwood and Jump 2014). Дакле, граница распрострањења дрвећа је веома осјетљива на пораст температуре повезан са антропогеним климатским промјенама и може пружити ране индикације о реакцијама и одговорима који се могу очекивати у екосистемима (Greenwood and Jump 2014).

Глобално загријавање је најизраженије у високим географским ширинама гдје су температуре током посљедњих тридесет година порасле за 0,6 °C по деценији, што је двоструко брже од глобалног просјека. С обзиром на то да се сматра да границу дрвећа на великим надморским висинама и у вишим географским ширинама одређују љетне температуре и климатске одлике вегетационог периода, очекује се да ће присутни тренд загријавања изазвати важне промјене вегетације на граници дрвећа и довести до знатних промјена у саставу врста и производњи биомасе (Devi et al. 2020). Многа истраживања фокусирана на тренутну динамику дрвенасте шумске вегетације на граници њеног распрострањења утврдила су да се граница дрвећа помјера, тј. да се проширује подручје успостављања индивидуа, повећава се густина шумских структура и долази до стимулације радијалног раста и производње биомасе који су у складу са уоченим стопама промјена температуре (Devi et al. 2020). Међутим, постоје и истраживања која сугеришу да температура и падавине у сезони зима такође утичу на преживљавање дрвећа на граници дрвећа, јер играју важну улогу у хидролошком и термичком режиму земљишта. Заиста, повећане количине падавина у сезони зима могу обезбиједити додатно снабдијевање водом дрвенасте вегетације током вегетационог периода, док сњежни покривач игра кључну улогу у њиховој заштити од оштећења дјеловањем мраза и вјетра. За разлику од нижих географских ширина и надморских висина, гдје је распрострањеност шума углавном ограничена

недостатком влаге, шуме у хладним регионима могу да расту са мање од 400 мм годишњих падавина, што је обично довољно за покривање потреба за транспирацијом дрвећа (Pan et al. 2013 према Devi et al. 2020).

Планине високих географских ширина представљају границе и по географској ширини и по надморској висини за бројне врсте, те су стога погодне за истраживање промјена ареала изазваних климатским промјенама. На примјер, Niskanen et al. (2019) испитивали су осјетљивост 164 планинске врсте у високим географским ширинама Европе (на подручју Феноскандинавије, на географским ширинама од 55–72° с. г. ш.) на промијењене климатске услове моделујући њихово распрострањење до краја XXI вијека у односу на климу, локалну топографију и геологију при резолуцији од 1 км² користећи три репрезентативна сценарија концентрације RCP2.6, RCP4.5 и RCP8.5. Резултати истраживања су показали да ће се просјечно богатство врста планинске флоре смањити за 15–47% по ћелији од 1 км², у зависности од разматраног климатског сценарија. Арктичка флора ће претрпјети озбиљне губитке ареала уз скупљање ареала на јужним границама, док ће алпска флора пронаћи одговарајућа станишта на топлијем сјеверу. Статистички значајна већина (71–92%) проучаваних врста изгубиће више од половине свог садашњег ареала до 2100. године. За врсте чији ареали обухватају најсјевернији дио континенталне Европе (сјеверније од 68° с. г. ш.) предвиђа се да ће изгубити сва погодна станишта. Истраживање је показало да је флора прилагођена хладним условима средине већ у опадању и вјероватно ће доживјети даље губитке ареала и/или помјерања ареала како би пратила погодну климу.

У студији која је анализирао границе дрвећа на сјеверном крају Поларног Урала Shiyatov et al. (2005) реконструисали су просторне промјене границе дрвећа *Larix sibirica*–*Picea obovata* током прошлог вијека и открили да је дошло до јасног помјерања навише затворене шуме, отворене шуме и ријетког шумског покривача у областима у којима је раније доминирала тундра са раштрканим појединачним дрвећем. У неким случајевима затворена шума и отворена шума прошириле су се за више од једног километра преко својих граница из 1910. године. Комбинација виших температура, продужене сезоне раста (нарочито у мају) и влажних услова вјероватно су одговорни за ово ширење шуме. Иако је проширење шумског покривача било примјетно, треба имати на уму да се овај развој гушћег шумског покривача догодио у региону гдје су ријетка шума или раштркано појединачно дрвеће углавном већ били присутни, па су ова већ постојећа стабла служила као жаришта инокулације омогућавајући брзе промјене густине у шуми (MacDonald et al. 2008). Дендроеколошка студија у Русији показала је да, и поред појачаног формирања четинара сјеверније од шумске границе током XX вијека, они још нису реколонизовали многа подручја на којима је дрвеће било присутно

током средњовјековног топлог доба (око 800–1.300. године) или топлотног максимума холоцена (прије око 10.000–3.000 година) (MacDonald et al. 2008). Реконструкција распрострањења дрвећа током топлотног максимума холоцена сугерише да би будући положај граница дрвећа усљед глобалног загријавања могао да се приближи њеном ранијем максималном положају у холоцену. На Хибинским планинама, у централном дијелу полуострва Кола, радиокарбонатно датирање пањева *Pinus* и шумских палеосола указује на то да се граница дрвећа за вријеме средњовјековног топлог доба (око 600–1.300) налазила на надморској висини 100–140 м вишој него данас, дакле шума тек треба да изврши реколонизацију наведених узвишења (Kremenetski et al. 2004 према MacDonald et al. 2008).

Брзе климатске промјене и све снажнији антропогени утицај на великим надморским висинама широм свијета имаће снажан утицај на биодиверзитет планина. Високопланински екосистеми и њихов живи свијет, који се развијају у условима ниских температура, идентификовани су као потенцијално врло осјетљиви на климатске промјене и стога се могу користити као индикатори утицаја загријавања климе на природне екосистеме. С обзиром на то да су планине карактеристичног конусног облика, сценарији утицаја климатских промјена обично претпостављају да ће мања површина бити доступна како се врсте буду помјерале навише; такође, како се расподјела фреквенције додатних физиографских фактора (на примјер, угао нагиба) мијења са повећањем надморске висине (на примјер, мало благих падина доступних на вишим надморским висинама), врсте које мигрирају навише могу наићи на све неприкладније услове (Guisan and Theurillat 2000). Као резултат тога, многе врсте могу претрпјети озбиљно смањење површине ареала, што би у коначници могло утицати на обрасце биодиверзитета високопланинских екосистема.

Промјене у распрострањењу биљних врста дуж градијента надморске висине, тј. знатно помјерање границе дрвећа према вишим надморским висинама забиљежено је у читавом низу планинских система – на Алпима (Gehrig-Fasel et al. 2007; Leonelli et al. 2011), Уралу (Devi et al. 2020), Скандинавским планинама (Kullman 2010), Алтају (Cazzolla Gatti et al. 2019), Хималајима (Gaire et al. 2014), Стјеновитим планинама (Rosenzweig et al. 2007), планинама Санта Роса (Kelly and Goulden 2008), Андима (Feeley et al. 2011) итд.

Реконструкција висинске динамике границе дрвећа у западним италијанским Алпима открива да се граница дрвећа помјерила навише за 115 м током периода 1901–2000. године, достигавши надморску висину од 2.505 м у 2000. години и 2.515 м у 2008. години, а то помјерање границе дрвећа и убрзање стопе колонизације дрвећа у алпском појасу могу се углавном приписати климатским инпутима (Leonelli et al. 2011). Gehrig-Fasel et al. (2007) утврдили су

значајан пораст шумског покривача у швајцарским Алпима на надморским висинама између 1.650 м и 2.450 м у периоду између 1985. и 1997. године. Изнад 1.650 м 10% нових шумских површина идентификовано је као истинско помјерање распрострањења навише, док је 90% представљало урастање. Начин употребе земљишта и климатске промјене идентификовани су као вјероватни покретачи помјерања ареала. Откривено је да се већина помјерања навише десила у распону од 300 м испод потенцијалне границе дрвећа у том региону, што указује да је начин употребе земљишта најизгледнији покретач (напуштање земљишта било је најдоминантнији покретач успостављања нових шумских површина, чак и на екотону границе дрвећа). Међутим, мали дио помјерања навише (само 4%) може се приписати недавном загријавању климе. Ипак, аутори наводе да ће се удио вјероватно повећавати ако се климатски систем настави загријавати.

Анализа састојина сибирског ариша *Larix sibirica* Ledeb. и сибирске смрче *Picea obovata* Ledeb. дуж надморског екотона шума–тундра на Поларном Уралу коју су извршили Devi et al. (2020) показала је да се више од 90% живих стабала појавило после 1900. године. Током овог периода састојина је постала гушћа и помјерила се за 50 м навише, а посљедњих деценија дрвеће обје врсте расте брже. Ове промјене су условљене климатским промјенама, при чему су водећи фактори били значајан пораст температуре ваздуха од маја до јуна и значајан пораст падавина током периода мировања. Помјерање према вишим надморским висинама подударало се са благим порастом падавина у периоду мај–август и скоро удвостручавањем падавина у периоду септембар–април, као и са загријавањем у сезони раног раста (јун +0,27 °C по деценији од 1901. године). Повећање радијалног раста година у комбинацији са повећањем густине састојине довео је до повећања биомасе 6–90 пута од 1950. године.

Cazzolla Gatti et al. (2019) утврдили су релативно брзо помјерање горње границе дрвећа на Алтајским планинама према вишим надморским висинама – током посљедњих педесетак година за око 150 м навише, а брзина помјерања се све донедавно убрзавала. Прије 1950-их, граница дрвећа никада није била на висинама преко 2.150–2.200 м. Аутори наводе да ће континуирано помјерање горње границе дрвећа према вишим надморским висинама ићи на штету ливадских и жбунастих врста и радикално ће промијенити овај високопланински екосистем са његовом ендемском флором.

Дендрохронолошка студија Gaire et al. (2014) спроведена на граници дрвећа у централном Непалу на Хималајама ради испитивања утицаја климатских промјена на њену динамику утврдила је помјерање источне хималајске јеле (*Abies spectabilis*) навише дуж градијента надморске висине брзином од 2,61

м годишње од 1850. године. Такође, утврђено је да посљедњих неколико деценија стагнира горња граница распрострањења хималајске брезе (*Betula utilis*).

Kelly and Goulden (2008) упоређивањем биљног покривача 1977. и 2006/2007. године дуж градијента надморске висине од 2.314 м у планинама Санта Роса у јужној Калифорнији у САД утврдили су да је са загријавањем климе, повећањем промјенљивости падавина и смањењем количине снијега током тридесетогодишњег периода просјечна надморска висина доминантних врста биљака порасла за око 65 м. Аутори наводе да се ова промјена не може приписати промјенама у загађењу ваздуха или учесталости пожара, већ се чини да је посљедица промјена у климатским условима у наведеном региону.

Feeley et al. (2011) показали су да је већина тропских андских дрвенстих родова помјерила своје средње распрострањење навише током периода испитивања 2003/2004–2007/2008. године, при чему је средња стопа миграције износила приближно 2,5–3,5 м навише годишње. Забиљежена средња брзина промјена мања је од оне која би се очекивала само на основу пораста температуре ваздуха у региону, вјероватно због утицаја промјена влаге или неклиматских фактора као што су супстрат, интеракције врста, заостајање у одговору заједнице дрвећа и/или ограничена способност распрострањавања.

Иако ће се током миграција дрвећа уочити велике промјене у екосистемима изнад тренутне границе дрвећа, вјероватно је да ће ова новопошумљена подручја знатно одступати од шума из којих су се развила, а овакве промјене у присуству и абунданцији врста могу промијенити функционални састав биљних заједница (Greenwood and Jump 2014).

Студија Lenoir et al. (2008) показала је да климатске промјене утичу на просторно језгро распрострањења биљних врста, не само на границе њиховог распрострањења, односно да се оптимална надморска висина врста шумских биљака помјерала углавном навише током XX вијека. Упоређивањем надморске висине распрострањења 171 врсте шумских биљака између периода 1905–1985. и 1986–2005. године дуж распона надморских висина од 0 до 2.600 м у западној Европи утврдили су да је загријавање климе резултирало значајним помјерањем оптималне надморске висине врста навише у просјеку за 29 м по деценији. Средња разлика у оптималној надморској висини између 1971. године (средња година истраживања која су се одвијала од 1905. до 1985. године) и 1993. године (средња година истраживања која су се одвијала од 1986. до 2005. године) године износи 64,8 м. Веће помјерање је забиљежено за врсте ограничене на планинска станишта и за врсте трава.

Помјерање распрострањења врста навише у одговору на глобално загријавање добро је документовано, али само разматрање промјена температуре може бити неадекватно за разумијевање промјена у распрострањењу биљних врста. Постоји довољно научних доказа о постојању равнотежног стања, па чак и о помјерањима наниже по градијенту надморске висине у распрострањењу врста, упркос загријавању, а ове наизглед недоследне реакције на климатске промјене приписују се промјенама у компетитивним интеракцијама врста на маргинама ареала, антропогеној модификацији пејзажа, заостајању у ефектима климатског загријавања или идиосинкратским одговорима појединих врста (Crimmins et al. 2011).

Помјерање ареала дрвећа према вишим надморским висинама, првенствено као одговор на промјене температуре, утврђено је у широком спектру студија, али су помјерања наниже такође примијећена као резултат праћења промјена влаге (Fei et al. 2017). Помјерања ареала наниже често се сматрају аномалијама које нису повезане са климатским промјенама. Међутим, резултати истраживања указују да промјене у расположивости влаге могу имати јаче краткорочне утицаје на динамику вегетације од промјена температуре. Crimmins et al. (2011) су упоређујући распрострањење 64 биљне врсте према надморској висини у Калифорнији између 1930-их и данас показали да су климатске промјене резултирале значајним помјерањем наниже оптималних надморских висина врста. Наведено помјерање наниже супротно је ономе што би се очекивало с обзиром на загријавање климатског система током XX вијека, али се лако може објаснити праћењем ниша врста при регионалним промјенама у климатском билансу воде, а не температуре ваздуха. Слична помјерања наниже могу се очекивати у подручјима гдје будући сценарији климатских промјена пројектују повећање расположивости воде које надилази потражњу за испаравањем. Fei et al. (2017), анализирајући бројност 86 врста или група дрвећа широм источног дијела САД током посљедње три деценије, утврдили су да је више врста дрвећа помјерило ареале према западу (73%) него према полу (62%) (тренд је био израженији за младо дрвеће него за одрасла стабла), првенствено као посљедица промјена у расположивости влаге.

Дакле, утицаји климатских промјена на помјерање ареала могу бити веома комплексни, јер различите комбинације промјена температуре и падавина могу резултирати различитим утицајима, а различите врсте дрвећа могу веома различито одговорити на климатске промјене; додатну компликацију представља чињеница да на помјерање ареала врста могу утицати и други неклиматски фактори – конкретно, сукцесивни процеси под утицајем различитих поремећаја у екосистему (или усљед недостатка поремећаја), заједно са промјенама у начину коришћења земљишта, могу да играју важну улогу у промјенама распрострањања и бројности врста (Fei et al. 2017).

Све већи број истраживања сугерише да као одговор на климатске промјене долази до процеса помјерања границе дрвећа у вегетационим зонама. Међутим, таква помјерања могу бити ограничена разним неклиматским факторима, као што су доступност хранљивих материја, земљишни услови, фрагментација пејзажа и неке особине специфичне за дату врсту (Cudlin et al. 2017). Климатски сигнали су често помијешани са утицајима антропогених активности, као на примјер задирање шуме преко границе дрвећа услед спрегнутих утицаја климатских промјена и напуштања планинских пашњака (Cudlin et al. 2017). Примијећене су многобројне промјене у распрострањењу врста, али још нису регистровани докази о потпуној замјени заједница.

Иако је помјерање границе дрвећа забиљежено као широко распрострањен одговор биљних врста на пораст температуре, мало студија узима у обзир утицај помјерања границе дрвећа на разноликост и функцију екосистема на великим надморским висинама. Истраживања сугеришу да климатске промјене већ негативно утичу на алпски биодиверзитет и да модификују функције екосистема као што су секвестрација угљеника и кружење хранљивих материја (Greenwood and Jump 2014). Алпске врсте могле би се наћи у највећем ризику од локалног изумирања (врсте са великим распоном надморских висина карактерише најмањи ризик) (Guisan and Theurillat 2000). Утицаји на алпске врсте биљака могу бити нарочито снажни због потенцијалног недостатка расположивих будућих погодних станишта јер оне већ насељавају највише дијелове планинских система (He et al. 2019). Очекује се да ће промјене у саставу врста бити нарочито изражене на алпско-нивалном екотону, гдје се горње границе ареала термофилнијих алпских травњака и доње границе криофилних субнивално-нивалних врста поклапају (Lamprecht et al. 2018).

Помјерање границе дрвећа навише доводи до смањења површине доступне врстама алпског и нивалног појаса и може проузроковати фрагментацију преосталих станишта. Dirnböck et al. (2011) су, комбинујући распрострањење ендемских врста у аустријским Алпама са моделом који пројектује ширење шума према различитим сценаријима климатских промјена, утврдили да је, чак и уз конзервативне процјене климатских промјена, површина изгубљених алпских станишта (изгубљених развојем шумских заједница) била веома велика и да су подручја високог ендемизма претрпела несразмјерно велике губитке (Greenwood and Jump 2014). Резултати истраживања Cannone et al. (2007) такође су утврдили промјене ареала биљних врста на високим алпским стаништима у европским Алпама између 1953. и 2003. године као резултат утицаја климатских промјена. Грмље је показало брзу стопу ширења од 1,9% по деценији на цијелом подручју, а највеће стопе ширења забиљежене су на надморским висинама испод 2.500 м (6,6% по деценији на надморским висинама 2.230–2.400 м, а 5,6% по деценији на на надморским висинама

2.400–2.500 м). Промјене у биљном покривачу и саставу биљних заједница на једном истраживаном локалитету у Алпима (на Шранкогелу у Тиролским Алпима у Аустрији) у периоду 1994–2014. указују на убрзану трансформацију ка вегетацији која има веће захтјеве према топлоти и прилагођенија је суши (Lamprecht et al. 2018). Континуирано смањење криофилних врста могло би значити да се динамика доње границе ареала одвија брже од успјешне колонизације. Ширење шума на Уралу већ је смањило површину алпских травњака за око 10–30%, док је на Медитерану ширење грмља потиснуло нивалну вегетацију (Moiseev and Shiyatov 2003; García-Romero et al. 2010 према Greenwood and Jump 2014). Иако се у условима савремених климатских промјена Хималаји загријавају много већом брзином од глобалног просјека, мало се зна о одговорима алпске вегетације на недавно брзо отопљавање Хималаја. Истраживање Namid et al. (2020) спроведено 2018. године на планинским врховима у кашмирском дијелу Хималаја (градијент надморске висине од границе дрвећа до нивалне зоне на 3.530–3.740 м) показало је да се богатство врста повећало на три нижа врха, али се смањило на највишем врху (нивална зона). Такође, утврдили су и значајно повећање биљног покривача који чине доминантно грмље, граминоиде и зељасто растиње. Резултати истраживања He et al. (2019) о помјерању ареала седам врста *Mesonopsis*, репрезентативног ендемичног рода у алпским ливадама у субнивалном региону планина Хенгдуан (Хималаји), као одговор на климатске промјене указују да је код свих седам анализираних врста дошло до помјерања према вишим надморским висинама просјечно за 302,3 м између периода 1922–1969. и 1970–2016. године.

На промјене распрострањења биљних врста и заједница дуж градијента надморске висине утицаће и утврђено помјерање навише надморске висине равнотежне линије формирања ледника и знатан губитак масе и запремине ледника усљед загријавања климатског система (Radić et al. 2014; Žebre et al. 2021; Hugonne et al. 2021). У алпским срединама повлачење ледника изазвано савременим климатским промјенама довело је до помјерања алпско-нивалног екотона навише и омогућило брзу примарну динамику сукцесије биљака током колонизације подручја око ледника (Carlson et al. 2014). Наведено истраживање, спроведено у долини ријеке Шамони у француским Алпима, показало да ће до 2051–2080. године доћи до континуираног повлачења ледника, помјерања границе дрвећа навише и примарне сукцесије у предјелима који граниче са ледницима (испод ледника). Дрвенасте врсте биле су једина група за коју се предвиђа да ће јој се укупан ареал повећати до периода 2051–2080. године. Иако ће алпске биљке изгубити дио ареала према сва три сценарија земљишног покривача, нова станишта која су

постала доступна повлачењем ледника у динамичном сценарију земљишног покривача баферишу губитак ареала услед климатских промјена.

Прогнозе статистичких модела (на примјер, модели дистрибуције врста) ријетко узимају у обзир да би промјене биљних заједница могле знатно да заостају за климатским промјенама. Alexander et al. (2018) анализирали су три врсте заостајања: „заостајање у распростирању“ које се односи на ширење биљних врста дуж елевацијских градијената, „заостајање у успостављању“ након њиховог доласка у заједнице примаоце и „заостајање изумирања“ резиденцијалних врста. Неколико процеса може утицати на величину кашњења ширења, успостављања и изумирања, а самим тим и на стопу измјене састава заједнице у планинским екосистемима након промјене животне средине. Они укључују: (1) особине врста, као што су способност распростирања, физиологија и демографске стопе, (2) биотичке интеракције и (3) карактеристике физичког окружења. Теоријска, емпиријска и експериментална истраживања нагласила су потенцијално пресудну улогу биотичких интеракција на динамику ареала, нарочито у планинама гдје стрми градијенти животне средине доводе до наглих прелаза између биоклиматских зона, најочигледнијих у субалпско-алпском екотону између шуме и алпске вегетације. Проширење ареала врста преко овог екотона ће стога убрзати интеракцију између алпских својти и нових конкурената и природних непријатеља, што би могло снажно утицати на постојаност алпских врста и својства екосистема. Ипак, могуће посљедице таквих измијењених интеракција и даље су слабо проучене и тешко их је интегрисати у предиктивне моделе биодиверзитета.

4.3.4. Утицаји на биљне заједнице и екосистеме

Вишеструко сложене климатске промјене утичу на све нивое биодиверзитета, од јединке, популације, врсте, биоценозе, екосистема до биома (Bellard et al. 2012; Boukal et al. 2019). Утицај климатских промјена на биљке може бити директан, који се манифестује кроз већ наведене утицаје на физиологију, фенологију и промјене распрострањења (ареала) индивидуа и популација, или индиректан, кроз промјене које се дешавају у екосистемима, а који се манифестује у измјенама састава врста у заједници или промјенама интеракција међу врстама у заједници (укључујући односе попут опрашивања, мутуализма, конкуренције, предаторства, паразитизма, преношења болести итд. (Gilman et al. 2010; Walther 2010; Bellard et al. 2012).

Синергија брзих промјена климатских услова и других неклиматских притисака и утицаја у екосистему (нарочито фрагментације и уништавања станишта) може довести до поремећаја (несинхроности) интеракција међу врстама у

заједници на истом или сусједним трофичким нивоима унутар екосистема и до стварања новог састава врста, јер врсте, у складу са својим еколошким потребама и физиолошким могућностима, различито реагују на наведене спољашње притиске и промјене у животној средини (Root et al. 2003; Rosenzweig et al. 2007; Walther 2010).

Биотичке интеракције у заједници покрећу кључне еколошке и еволуционе процесе и посредују у реакцијама екосистема на климатске промјене; с друге стране, смјер, учесталост и интензитет биотичких интеракција могу бити измијењени усљед климатских промјена (Blois et al. 2013). Разумијевање сложене интеракције између климатских промјена и биотичких интеракција стога је од суштинске важности за потпуно предвиђање како ће екосистеми одговорити на брзе стопе тренутног загријавања.

Климатске промјене могу промјеном фенологије врста промијенити и вријеме њихове интеракције са другим врстама. Помјерања у фенологији врста које су у међусобној интеракцији, а која су повезана са порастом температуре посљедњих деценија, могу довести до промјена у синхроности њихових интеракција, са каскадним посљедицама по заједнице и екосистеме (Kharouba et al. 2018). Пораст температуре ваздуха усљед загријавања климатског система резултирао је ранијим развојем и промјенама у понашању многих организама широм свијета; међутим, не реагују све врсте и/или фенофазе на повећање температуре истом брзином, стварајући тако поремећај у претходно синхронизованим међусобно зависним кључним фазама животног циклуса (Donnelly et al. 2011). Промијењена синхроност фенологија утиче на многе еколошке процесе. Неусаглашености у фенологији између узајамно зависних врста као резултат утицаја климатских промјена могу имати далекосежне посљедице у читавом екосистему и на вишем и на нижем трофичком нивоу. Истраживањима су до сада утврђени примјери фенолошке несинхроности између биљака и опрашивача, предатора и плијена, штеточина и домаћина: ранији развој плијена омогућава дјелимично избјегавање грабежљиваца, принос усјева потенцијално се може смањити ако се биљоједи штеточине појаве прије својих грабежљиваца, опадање морског биодиверзитета може бити условљено поремећајем у планктонско-рибљим фенологијама (Donnelly et al. 2011). Kharouba et al. (2018) упоређивали су фенолошка помјерања врста у узајамним интеракцијама (на примјер, грабежљивац–плијен) у воденим и копненим екосистемима на четири континента од 1951. године да би утврдили да ли су савремене промјене климе довеле до укупних промјена у синхроности. Утврђено је да се релативно вријеме кључних догађаја животног циклуса врста које су у међусобној интеракцији значајно промијенило током посљедњих 35 година. Упоређивањем периода прије климатских промјена (прије 1980-их година) и после, показали су да су процијењене промјене у фенологији

и синхроности веће током посљедњих деценија. Међутим, није присутан досљедан тренд у смјеру ових промјена. Од раних 1980-их, фенофаза врста су се јављале раније за 4,0 дана по деценији, знатно више него прије 1981. године (2,7 дана по деценији). Аутори су открили да се релативно вријеме интеракције врста значајно промијенило у поређењу са периодом прије 35 година. Синхронија се помјерала у величини за 6,1 дан по деценији (при чему нула указује да нема промјене у синхронизи), што је знатно више од величине синхроних помјерања процијењених прије 1981. године (свега 0,97 дана по деценији). Ипак, истраживање није утврдило досљедност у смјеру помјерања: док се вријеме за већину врста које су у међусобној интеракцији приближава (57% интеракција), фенологије многих врста се удаљавају (43% интеракција). Wang et al. (2016) на основу *in situ* фенолошких података у Европи открили су да су стандардне девијације (као мјера синхроности) почетка листања и почетка цвјетања међу локалним биљкама биле знатно мање у годинама и/или у регионима са већом брзином загријавања током прољећа (израженом као линеарни тренд дневне средње температуре у односу на дане током прољећа, у °C/дан), са коефицијентима корелације од -0,75 и -0,48 за почетак листања и -0,55 и -0,23 за почетак цвјетања.

Постоји забринутост да ће помјерања распрострањења врста утицати на мреже опрашивања биљака. Климатске промјене довеле су до фенолошких промјена и биљака и инсеката који их опрашују, узрокујући неусклађеност између њихових популација (неусклађеност цвјетања са присуством кључних опрашивача), што у коначници може довести до изумирања биљке и њеног опрашивача, са очекиваним посљедицама на структуру мрежа биљака и опрашивача (Gilman et al. 2010; Bellard et al. 2012; Gómez-Ruiz and Lacher 2019). Климатске промјене ће врло вјероватно негативно утицати на њихове интеракције било промјеном и/или нарушавањем временског, просторног, бихевиоралног, морфолошког или енергетског подударана, те промјеном конкуритивних услова (Schweiger et al. 2010). Kudo et al. (2004) наводе примјер да је неуобичајено топло прољеће у сјеверном Јапану довело до знатно ранијег цвјетања неколико прољећних ефемерних биљака у односу на вријеме присуства њихових опрашивача пчела, што је имало за резултат драстично смањење производње сјемена тих врста. Истраживање Koh et al. (2004), које је обухватило 9.650 интерспецијских система, укључујући опрашиваче и паразите, показало је да би око 6.300 врста могло нестати након изумирања врста с којима су у интеракцији. Моделовање Gómez-Ruiz and Lacher (2019) показало је да ће се преклапање између распрострањења агаве и угрожене миграторне врсте слијепих мишева *Leptonycteris nivalis*, која је опрашује током годишње миграције из централног Мексика на југ САД, смањити за најмање 75% у 2050. и 2070. години. Смањење погодних станишта за врсте

агаве ограничиће ресурсе за исхрану угрожених слијепих мишева, угрожавајући опстанак њихових популација и одржавање њихове функције опрашивања, а потенцијално изумирање слијепог миша *Leptonucleris nivalis* вјероватно ће имати негативне ефекте на полну репродукцију и генетску промјенљивост биљака агаве повећавајући њихову рањивост на будуће промјене у животној средини.

Renner and Zohner (2018) наводе да када врсте које су у међусобној интеракцији промијене вријеме редовно понављаних фаза у животним циклусима (тј. фенофаза) различитим брзинама, то доводи до фенолошке асинхроности међу њиховим популацијама. Овај континуирано трајни феномен познат је и као фенолошка неусклађеност или трофичка асинхроност. У антагонистичким трофичким интеракцијама, свака неусклађеност ће имати негативни утицај само на једну од врста, док се у међусобним интеракцијама очекује да оба партнера трпе. Очекује се да ће стога трофичка неусклађеност трајати еволуционо кратки период, можда само неколико сезона, што доводи до потешкоћа приписивања климатским промјенама, које захтијевају дугорочне податке. На примјер, очекује се да ће трофичка неусклађеност између биљоједа и биљака којима се хране или између предатора и њиховог плијена трајати еволуционо кратко. У њиховим међусобним интеракцијама, неусклађеност ће имати негативне посљедице на оба партнера и такође би требало да буде еволуцијски нестабилна. Наведено релативно кратко трајање, у зависности од генетске варијације релевантних особина, снаге селекције и дужине генерације, вјероватно додаје потешкоће у откривању, а затим приписивању фенолошке неусклађености климатским промјенама, које захтијева дугорочне податке. Додатна потешкоћа може бити то што ће неусклађене интеракције користити другим мутуалистима или антагонистима у мрежи интеракција у зависности од степена међузависности између партнера, који је обично асиметричан.

Савремене климатске промјене такође могу пореметити трофичке интеракције током периода у распону од године до миленијума на начин да могу довести до измјене или прекида постојећих, те стварања нових интеракција кроз (локално) изумирање, помјерање ареала и промјене у релативној абунданцији – на примјер, са порастом температуре појаву да више врста живе заједно може замијенити компетитивно расељавање, предаторство се може појачати или могу настати нове интеракције предатор–плијен (Blois et al. 2013).

Трофичка неусклађеност на нивоу популације узрокована диференцијалним фенолошким помјерањима (од краја 1990-их година) међу врстама које су у интеракцији детаљно је документована кроз различите парове конзумента (потрошача) и њихових ресурса, укључујући интеракције између кичмењака и биљака, бескичмењака и биљака, опрашивача и биљака, птица и риба, птица

и бескичмењака, морских и слатководних риба и бескичмењака и др. (Ohgushi et al. 2012). Трофичка неусклађеност може се десити на било ком трофичком нивоу прехранбене мреже, па чак и на више нивоа истовремено, од примарних произвођача до грабежљиваца на врху пирамиде (Ohgushi et al. 2012).

Климатске промјене могу довести до несклада (асинхроности) времена потреба и доступности хране у ланцима исхране, јер сви појединачни организми укључени у различите трофичке нивое не реагују подједнако и/или не реагују на исти утицај фактора животне средине (Walther 2010). Истраживање Both et al. (2009) показало је да су климатске промјене другачије утицале на фенологију врста повезаних у ланцу исхране и нарушиле интеракције на четири трофичка нивоа. Утврдили су тренд ранијег јављања пупања храста (0,17 дана годишње) и ранијег достизања максималне биомасе гусјеница (0,75 дана годишње), као и ранијег датума излијегања врабаца (0,36–0,50 дана годишње) од средине 1980-их година у Холандији, док датум излијегања птичјих предатора није показивао изражен тренд. Дакле, вријеме максималне биомасе гусјеница остало је уско повезано са датумом пупања храста, као и вријеме излијегања врабаца са присуством максималне биомасе гусјеница (с тим да је реакција потрошача на климатске промјене била слабија него реакција врсте којом се хране). С друге стране, вријеме излијегања предатора није било у корелацији са максималним присуством врабаца, што је за резултат имало неусклађеност између времена потражње и доступности хране, који су се током времена погоршали и за врапце и за њихове предаторе.

За конзументе (потрошаче) који се хране биљкама, попут великих биљоједа, вријеме размножавања је период највеће потребе за енергијом за женке, те тај период треба да се подудара са оптималном расположивошћу ресурса (иначе, неусклађеност може смањити годишњи репродуктивни успјех и будуће репродуктивне перформансе и женки и новорођенчади). Rehnus et al. (2020) на основу података прикупљених у Швајцарској за период 1971–2015. године наводе да се неусклађеност између датума рођења срндаћа (*Capreolus capreolus*) и врхунца расположивости биљних ресурса повећала током овог периода (с тим да је неусклађеност била већа у нижим предјелима у поређењу са вишим дуж широког распона надморских висина од 288 м до 2.366 м). Истраживањем је утврђен досљедан, али слаб тренд ка ранијем датуму рођења срндаћа на свим надморским висинама, који је, међутим, био мањи од промјена показатеља фенологије биљака, што је резултирало све већом неусклађеношћу. Како аутори истраживања наводе, да би се избјегла трофичка неусклађеност, велики биљоједи треба да промијене вријеме размножавања да би били усклађени са ранијим појављивањем биљне фенологије изазваним климатским промјенама. Да би то учиниле, индивидуе срндаћа морају пратити биљне ресурсе по двије главне неискључиве осе: времену (промјена времена

размножавања) и простору (помјерање њиховог ареала). Истраживање Ekholm et al. (2019) у Шведској открило је да је на регионалном нивоу топлија клима одложила старење храстовог листа, што се одразило и на заједницу инсеката биљоједа: 6 од 15 таксона забиљежило је већу инциденцију, а 5 од 18 таксона имало је већу абунданцију на локацијама са топлијом климом. Boukal et al. (2019) анализирали су промјене интеракција инсеката и биљака којима се хране. Резултати су показали да пораст температуре ваздуха околине директно подстиче физиологију и понашање инсеката – загријавање повећава кинетичку енергију биохемијских реакција, повећава брзину физиолошких процеса до максимума на оптималној температури, изнад које перформансе нагло опадају. Испод оптималне температуре, загријавање доводи до бржег развоја, који често надмашује раст тијела и доводи до мање величине тијела одраслих јединки на вишим температурама. Бржи развој, подстакнут бржим метаболизмом, повећава индивидуалне енергетске потребе и обично се одражава у повећим стопама храњења. Веће брзине храњења на вишим температурама могу бити резултат брже стопе кретања, чешћих сусрета међу индивидуама или бржег хватања плијена. То показује да загријавање јача интеракције између биљака и биљоједа, као и интеракције грабежљиваца и плијена, укључујући предаторство и канибализам у различитим групама инсеката. Међутим, загријавање такође може смањити утицај предаторских инсеката на популације плијена. Енергетски захтјеви обично се повећавају брже са порастом температуре него стопе храњења, што дугорочно може довести до глади, продуженог развоја и изумирања популације, посебно на вишим трофичким нивоима. Виши трофички нивои могу бити најосјетљивији на промјене климе – и савремени и фосилни докази показују да нарушавање њихових трофичких интеракција може појачати климатске промјене у цијелој заједници (Blois et al. 2013).

Са промјеном климатских услова такође може доћи до промјене конкурентске способности одређених врста. На примјер, врста која раније започиње свој развој може узурпирати расположиве ресурсе и спријечити конкурентну врсту чији развој започиње касније да изврши колонизацију тих станишта, а с временом те пролазне промјене могу постати трајне (Gilman et al. 2010). Услед промијењених климатских услова алохтоне врсте могу савладати дотадашње препреке и постати нови члан у саставу одређене заједнице (Walther et al. 2002). Климатске промјене такође могу смањити ефикасност постојећих механизма контроле инвазивних врста, а може доћи и до ширења алохтоних врста штеточина (Reid 2006).

Утицај климатских промјена на учесталост и интензитет болести и на географско распрострањење биљних патогена изузетно је важан како за пољопривредну производњу, тако и за биодиверзитет и структуру природних заједница

(Burdon and Zhan 2020). У природним интеракцијама биљка–патоген, гдје је динамика заједнице сложена и неконтролисана од стране човјека, исход каскадних интеракција које климатске промјене могу убрзати још је нејасан и недовољно неистражен. Ширење штеточина и патогена које угрожава глобалну сигурност снабдијевања храном првенствено је олакшано антропогеним преносом (њихово распрострањавање олакшава глобална трговина сјеменом и пољопривредним производима), али такође расте забринутост да климатске промјене омогућавају успостављање и у подручјима која су до сада за њих била неприкладна (са до сада неадекватним климатским условима) (Vebber et al. 2013). Vebber et al. (2013) анализом распрострањавања стотина штеточина и патогена утврдили су њихово просјечно помјерање према половима од 1960. године за $2,7 \pm 0,8$ км годишње, али са значајним варијацијама у трендовима међу таксономским групама. Аутори истраживања наводе да уочени позитивни латитудинални трендови многих таксона подржавају хипотезу о помјерању ареала штеточина изазваних глобалним загријавањем.

Абунданција (бројност) биљака зависи од надземних и подземних интеракција мултитрофичких нивоа, који укључују биљоједу, патогене, симбионте и њихове непријатеље. Van der Putten et al. (2010) наводе да промијењене интеракције међу врстама узроковане климатским промјенама могу имати врло разнолике посљедице на бројност врста, у распону од тога да ће врста постати ријетка до несразмјерно бројна. Аутори наводе да све већи број примјера показује да интеракције између биљака и надземних и подземних организама вишег трофичког нивоа могу бити, бар привремено, прекинуте усљед загријавања климе. Разумијевање тог процеса из еколошко-еволуционе перспективе кључно је за објашњење зашто неке биљке могу а друге не због климатских промјена постати ријетке или многобројне у свом аутохтоном или у свом новом ареалу. Како су биотичке интеракције на трофичким нивоима важан покретач селекционих процеса, прекид везе између плијена и предатора или између биљака и биљоједа који се њима хране, патогена или симбионата може побољшати или онемогућити способност врста да се прилагоде новим климатским условима или да мигрирају у нови ареал; с друге стране, проток гена из првобитног ареала може ограничити адаптацију у новом ареалу.

Измијењене интеракције између врста у заједници могу довести до смањења биодиверзитета, али и до стварања нових односа и интеракција међу врстама, као и до нових комбинација у саставу врста у заједници. Састав биљних врста у заједници одраз је интеракција између живих организама, као и између организама и абиотичке средине (Rosenzweig et al. 2007). Дакле, интеракције међу врстама су међу најважнијим снагама које обликују структуру заједнице. С обзиром на то да су интеракције углавном снажно зависне од климатских услова у средини, веома различити и дивергентни одговори појединих врста

на климатске промјене могу довести до измјене састава и структуре биљних заједница (Gilman et al. 2010).

Harrison (2020) наводи да региони и локалитети могу изгубити многе врсте под наглим климатским промјенама, али могу и стећи друге врсте које ће их колонизовати из оближњих топлијих средина. Аутор тврди да ће губици врста изазвани глобалним загријавањем углавном премашити добитке и да ће бити више нето смањења него нето повећања богатства биљних заједница. Смањење богатства врста посебно је вјероватно у клими ограниченој водом, гдје ће интензивирање аридности све више премашивати толеранцију биљака, али и у хладнијој клими ограниченој температуром. Истраживање Suggitt et al. (2019) показало је да се локална алфа разноликост (богатство врста) биљака највише повећала у хладнијим регионима свијета, који су доживјели највеће апсолутне промјене климе (тј. промјене у било ком смјеру). Највећи утицај имале су промјене падавина. У просјеку, алфа разноликост је благо смањена (4,2% по деценији) на трећини локалитета са најмањом промјеном падавина, али је повећана (10,8% по деценији) на трећини локалитета са највећом промјеном падавина. Њихови резултати сугеришу да „пертурбација“ локалних заједница током климатске транзиције повећава просјечни број врста, барем привремено.

Комбиновани утицаји климатских промјена и страних врста на перформансе и интеракције врста доведиће до стварања нових заједница (Schweiger et al. 2010). Унутар ових новостворених заједница постојеће интеракције могу бити поремећене, док се с друге стране могу створити нове интеракције. Због врло сложених повратних утицаја и спрега, тешко је засада процијенити да ли ће то имати нето негативан ефекат на биодиверзитет и функције екосистема. Ипак, вјероватније је да ће врсте генералиста профитирати, за разлику од специјалиста. Као посљедица тога, новим заједницама можда ће све више доминирати генералисти. Често се сматра да стране врсте негативно утичу на домаће врсте. Међутим, иако је то можда тачно за конкуренцију у оквиру истог трофичког нивоа, стране врсте могу заправо резултирати позитивним интеракцијама уколико олакшавају узајамне односе попут опрашивања или ако су извори нектара и полена. Стране врсте могу надокнадити изгубљене интеракције, брза еволуција омогућава прилагођавање, а мреже које чине биљке и опрашивачи, редунданција и флексибилност могу отежати каскадно изумирање.

Pauli et al. (2012) наводе да су помјерања ареала врста европских планинских ланаца навише (у просјеку за 2,7 м) у периоду од 2001. до 2008. године имала супротне ефекте на богатство врста планинских врхова у бореалним и умјереним планинским регионима (у просјеку +3,9 врсте) и медитеранским планинским

регионима (-1,4 врсте). Већина врхова у бореалним и умјереним регионима стекла је додатне врсте (43 од 52 планинска врха, са просјечним порастом са 38,0 на 41,9 врсте), а само два су изгубила по једну врсту. Супротно томе, од 14 планинских врхова у медитеранским регионима, већина је (8) имала нижи број врста у 2008. години него у 2001. години, а само 2 су стекла додатне врсте (просјечан пад са 23,6 на 22,2 врсте). Између 2001. и 2008. године укупан број врста забиљежених на свих 66 врхова повећао се са 821 на 869 врста (за око 6%), док се број ендема повећао по знатно нижој стопи, са 201 на 203 врсте (за око 1%). Аутори закључују да ће, дугорочно гледано, смањење удјела ендема имати тенденцију да хомогенизује састав врста заједница планинских врхова широм Европе.

Промијењени климатски услови могу с једне стране локално резултирати чешћим умирањем одређених врста, али с друге стране омогућавају другим врстама да успоставе своје популације, чиме потенцијално мијењају локалну разноликост врста. На примјер, очекује се да ће шуме у свијету претрпјети велике промјене под утицајем климатских промјена. Негативни утицаји на перформансе дрвећа углавном су повезани са топлим таласима и сушама, у комбинацији са патогенима, који узрокују већу рањивост стабала, а тиме и повећан морталитет. Пројекције Buras and Menzel (2019) показују да ће до краја XXI вијека (2061–2090) доћи до знатних промјена у саставу врста шума у Европи. Богатство врста углавном ће се смањити у медитеранским подручјима и у средњоевропским низијама, док се за скандинавске и средњоевропске шуме високих планина пројектује повећање биодиверзитета. Штавише, према сценарију RCP4.5 на 76% истражених локација, а према сценарију RCP8.5 на 80% истражених локација, доћи ће до смањења бројности локалних, али и најзаступљенијих врста дрвећа. Треба истакнути да економски најважније и просторно најзаступљеније врсте дрвећа европских шума – бијели бор (*Pinus sylvestris*) и обична смрча (*Picea abies*) регионално биљеже повећане стопе морталитета. Негативне ефекте климатских промјена вјероватно ће осјетити и широко распрострањена обична буква (*Fagus sylvatica*), док друге абундантне врсте попут храста китњака (*Quercus petraea*) и храста лужњака (*Quercus robur*) могу имати користи од климатских промјена. Све четири врсте показују да је вјероватно да ће доћи до смањења абунданције на јужним географским ширинама и нижим надморским висинама. На основу смањења вјероватноће абунданције, бијели бор би се могао повући из средње и југоисточне Европе у виша узвишења Алпа и Карпата, као и у сјеверну Европу. Исти образац промјена примјећује се и код обичне смрче, међутим, повлачење ове врсте биће још израженије, тј. под пројекцијама сценарија RCP8.5 она би потпуно нестала из средњоевропских низија, те би посљедње уточиште пронашла у Алпима и Карпатима, као и у Скандинавији сјеверно од 60° с. г. ш. Обична

буква ће такође мигрирати ка сјеверу, тј. њена абунданција ће се значајно смањити у великим дијеловима средње Европе, али ће се повећати у јужној Скандинавији. Храст ће се повлачити са својих најјужнијих положаја, попут великих дијелова Француске и Панонског басена, а повећаваће своју бројност у јужној Скандинавији.

У условима савремених климатских промјена потребно је преиспитати и адекватност постојећих мрежа заштићених подручја да очувају и заштите биодиверзитет од негативног утицаја промјена климе. Hoffmann et al. (2019) предвиђају да ће заштићена подручја, као важне рефугијуме биодиверзитета, у умјереним и сјеверним биомима високих географских ширина до краја XXI вијека карактерисати $41\pm 9\%$ и $54\pm 10\%$ нових климатских услова на локалном нивоу до 2070. године према сценаријима RCP4.5 и RCP8.5, што ће имати за посљедицу формирање нових станишта и нестајање постојећих. Када се у заштићеним подручјима формирају нова станишта, инвазивне врсте могу мигрирати у заштићена подручја, а када изгубе постојећа станишта, врсте ће вјероватно мигрирати из заштићених подручја у незаштићено окружење. У оба случаја, заједнице унутар заштићених подручја биће модификоване са непознатим посљедицама на функционисање екосистема. Будући да он зависи од биодиверзитета, интегритет екосистема унутар заштићених подручја биће угрожен када се разноликост врста смањи инвазијом и миграцијом врста. Агаџо et al. (2011) утврдили су да ће до 2080. године $58\pm 2,6\%$ биљних врста и врста кичмењака изгубити погодне климатске услове у заштићеним подручјима Европе, као и $63\pm 2,1\%$ врста у NATURA 2000 подручјима. Резултати истраживања показују да ће заштићена подручја ипак и даље задржати веће климатске погодности за врсте од незаштићених подручја, али то више неће бити случај са NATURA 2000 подручјима. Дакле, постоји велики ризик да су досадашњи напори који се предузимају у циљу очувања биодиверзитета угрожени климатским промјенама. Због тога ће бити потребно имплементирати нове политике заштите биодиверзитета, које морају подразумевати и мјере за ублажавање и прилагођавање на климатске промјене.

Промјене климатских услова у животној средини које превазиђу физиолошке и еколошке могућности врста и/или наруше и поремете њихове функционалне односе са другим врстама, могу довести до изумирања врста или њиховог мигрирања у друге регионе, што може имати за посљедицу смањење биолошке разноликости у датом екосистему (Kappelle et al. 1999). Губици врста или одређених функционалних група из екосистема могу у одређеном тренутку пореметити функционисање екосистема, јер кључне врсте и функционалне групе биљака обављају јединствене функције у екосистему и не могу бити замијењене другим (Kappelle et al. 1999). Наведено може смањити отпорност и могућност екосистема да се прилагоди на климатске промјене.

Магнитуда и брзина антропогених климатских промјена у свијету повећавају вјероватноћу наглих промјена и у копненим и у слатководним и у морским екосистемима широм свијета (Turner et al. 2020). Како температуре расту, корални гребени доживљавају масовно избјељивање и морталитет, трајање зимског леда на језерима нагло опада, водени и копнени екосистеми на Арктику брзо се трансформишу. Како се суше буду интензивирале, морталитет дрвећа ће расти, понирање угљеника у шумама стрмоглаво ће опадати, пожари постати све чешћи и/или интензивнији, а копнени екосистеми за које се дуго сматрало да су отпорни на пожаре почеће да горе.

Иако су нагле еколошке промјене пратиле глобалне климатске промјене и током протеклих миленијума, потреба за разумијевањем како ће екосистеми одговорити на савремене антропогене климатске промјене расте како се загријавање убрзава. И други покретачи (на примјер, земљишни покривач и начин његове употребе, циклуси хранљивих материја, експлоатација ресурса) такође се мијењају. Промјене наведених покретача могу учинити екосистеме вулнерабилнијима и ступити у интеракцију са климатским промјенама на нове начине, што ће повећати стрес и притисак на биљни свијет.

4.3.5. Утицаји на изумирање врста

Екосистеми широм свијета убрзано губе таксономску, филогенетску, генетску и функционалну разноликост као резултат људске експлоатације природних ресурса, модификације станишта и климатских услова, те ширења патогених, алохтоних и аутохтоних биљака и животиња (Naeem et al. 2012).

Антропогене климатске промјене препознате су као главна пријетња глобалном биодиверзитету и предвиђа се да ће управо оне бити главни узрок изумирања врста у наредних стотину година (Cahill et al. 2013; Román-Palacios and Wiens 2020). Међутим, иако су до сада извршена важна истраживања механизма смањења бројности неких врста, углавном остаје нејасно које промјене климе заправо узрокују изумирање врста и колико ће врста вјероватно бити изгубљено (Román-Palacios and Wiens 2020). Обим губитака врста зависиће од тога како врсте одговарају на климатске промјене – на примјер, ако већина врста може претрпјети брзе промјене у својим климатским нишама, тада ће изумирање бити ограниченог интензитета (Wiens 2016).

Иако се може чинити да је ограничена физиолошка могућност толеранције високих температура ваздуха главни фактор који доводи до тога да климатске промјене угрожавају постојаност популација и врста; могу постојати многи други непосредни узроци изумирања, чак и када су крајњи узрок изумирања

антропогене климатске промјене. Наведене факторе Cahill et al. (2013) дијеле на абиотске (температура, падавине и остали абиотски неклиматски фактори) и биотичке факторе. Многи ефекти антропогених климатских промјена настају услед повећања температуре ваздуха. Најочигледнији непосредни фактор који изазива изумирање су температуре које премашују физиолошку толеранцију врсте. Овај фактор може бити најважнији код сесилних (сједећих) организама и код оних са ограниченом способношћу терморегулације, као и код организама у регионима и на временским скалама у којима је пораст температуре највећи. Утицаји температуре такође могу бити индиректни, али и даље повезани са физиолошком толеранцијом. Код водених организама повећане температуре воде могу довести до повећане метаболичке потребе за кисеоником, а с друге стране истовремено смањити садржај кисеоника у води. Варијабилност температуре такође може бити важан непосредни узрок изумирања врста, укључујући и екстремне догађаје и велике амплитуде током године. У умјереним и поларним географским ширинама, неусклађеност између фотопериодних сигнала и температуре може бити важна. Овдје би и ниске и високе температуре могле повећати стопе смртности и довести до изумирања популације. Антропогене климатске промјене такође модификују обрасце падавина, а ове промјене могу довести до изумирања на различите начине. На примјер, смањење количине падавина може директно довести до воденог стреса, смрти и локалног изумирања копнених врста, као и до губитка станишта за слатководне врсте. Такође, могу постојати синергијски ефекти између топлоте и стреса узрокованог сушом (на примјер, код дрвећа). Промјена режима падавина може бити важнија за неке врсте од промјене температуре, што понекад доводи до помјерања ареала у смјеру супротном од оног предвиђеног порастом температуре. Остали абиотски неклиматски фактори могу довести до изумирања која су у коначници узрокована климатским промјенама. На примјер, климатске промјене могу повећати учесталост пожара, а ови пожари могу бити непосредни узроци изумирања. Слично томе, повећање температуре доводи до топљења леденог покривача и пораста нивоа мора, што може елиминисати обална станишта и измијенити салинитет слатководних станишта.

Према Cahill et al. (2013), биотички фактори који су непосредни узроци изумирања због климатских промјена могу се сврстати у три опште категорије: негативни утицаји на корисне врсте, позитивни утицаји на штетне врсте и привремена неусклађеност врста које су у међусобној интеракцији. Климатске промјене могу проузроковати локално изумирање дате врсте узрокујући опадање врсте од које она зависи. То могу бити парови пљивања и грабежљивци, домаћини паразита и специјализовани биљоједи, врсте које стварају неопходна микростаништа и врсте које су од суштинског значаја за репродукцију (на примјер, опрашивачи).

Климатске промјене могу проузроковати изумирање позитивним ефектима на врсте које имају негативне интеракције са кључним врстама у екосистему, укључујући конкуренте, предаторе и патогене. Пораст температура ваздуха такође може бити користан интродукованим врстама за ширење ареала и/или повећање бројности, што може имати негативне ефекте на аутохтону флору. Климатске промјене такође могу створити неусаглашеност између времена дјеловања врста у међусобној интеракцији. До ових фенолошких неусклађености може доћи када интеракције врста реагују на различите сигнале из околине на које климатске промјене не утичу подједнако.

Суочене са климатским промјенама, биљне врсте се морају аклиматизовати, прилагодити, мигрирати или умирати. Иако неке врсте већ мигрирају, њихова способност да прате брже промјене климе које се очекују у будућности није јасно утврђена. „Миграционо заостајање“ биљака посебно је забрињавајуће, јер би могло угрозити биодиверзитет и складиштење угљеника. Брзина климатских промјена је у ствари брзина којом се организми морају кретати површином Земље да би се одржали у датим климатским условима. Corlett and Westcott (2013) наводе да су глобалне средње брзине климатских промјена за средњу годишњу температуру и количину падавина од 2000. до 2100. године износиле 0,42 км, односно 0,22 км годишње. У екваторијалним низијама мали температурни градијенти резултирају брзинама промјене температуре које могу прећи 10 км годишње, док на стрмим падинама могу бити мање од 10 м годишње. За поређење, глобална средња брзина промјене температуре између посљедњег глацијалног максимума и данашњег периода износила је само 5,9 м годишње, мада је овај дуги интервал несумњиво обухватао и периоде са знатно већим брзинама од наведене. Међутим, у пракси је распрострањење биљака вјероватно ријетко када контролисано директно средњом годишњом температуром или количином падавина, него идиосинкратским комбинацијама и других климатских и неклиматских варијабли. Релевантна брзина климатских промјена ће стога бити специфична за одређену врсту. Штавише, климатске брзине су вектори, са величином и смјером, а правци кључних промјенљивих могу бити дивергентни.

Corlett and Westcott (2013) наводе да се успјешно распростирање одређује временом од ширења сјемена до прве репродукције, што код већине биљних врста износи 1–30 година. Аутори истичу да недавно објављени прегледи литературе сугеришу да се већина сјемена распршује на 10–1.500 м од матичне биљке, а да је релативно мали удио биљних врста које редовно распршују сјеме на веће удаљености. Рутинско распростирање на растојања знатно већа од 1.500 м присутно је код врста са малим сјеменом које расијава вјетар и код оних врста чије сјеме премјештају велике птице, воћни слијепи мишеви Старог свијета, мегахербивори или људи.

Треба имати на уму и чињеницу да се биљке неће кретати кроз вакуум. Очекује се да ће интерспецијска конкуренција знатно смањити брзине распрострањања, јер станишта која су постала новодоступна као резултат климатских промјена обично већ заузимају резиденцијалне врсте (Corlett and Westcott 2013). Чак и ако су садашњи становници лоше прилагођени новим климатским условима, могли би имати бољу локалну адаптацију на неклиматске факторе, а и у бројчаној су предности, тако да би им могло требати много времена да смање бројност своје популације и изумру, ослобађајући простор, свјетлост и хранљиве материје за освајаче. Локални поремећаји (на примјер, пожари или олује) могу смањити конкуренцију, при чему ће снажни конкуренти (на примјер, дрвеће које осваја травњаке), високоплодне врсте и врсте са добром способношћу распрострањања бити успорени мање него што ће то бити случај са слабијим конкурентима, мање плодним врстама или врстама са слабом способношћу распрострањања. Супротно томе, позитивна повезаност између двије или више биљака, гдје је присуство једне биљке корисно за раст, размножавање и опстанак друге биљке у њеној близини могла би да повећа брзину распрострањања повећавањем вјероватноће преживљавања сјемена и одраслих индивидуа.

Већина савремених биљних врста преживјела је периоде брзих климатских промјена током глацијално-интерглацијалне транзиције, али палеоеколошки записи о распрострањености биљака одражавају сасвим другачију ситуацију од оне са којом се суочавају исте врсте данас (Corlett and Westcott 2013). Људске активности су смањиле и уситниле (фрагментовале) већину природних станишта, истовремено проширујући и повећавајући континуитет других. Генерално се очекује да ће фрагментација погодног станишта знатно смањити брзине кретања биљака, иако би напуштање коришћења земљишта могло имати позитиван утицај на брзине неких врста пружајући „цепове“ са слабом конкуренцијом постојећих биљака. Људске активности такође су утицале на ширење сјемена. Селективни лов је драстично смањио или чак истријебио популације птица и сисара које су природно распирале сјемена биљака на највећа растојања. Супротно томе, сама људска кретања пружају ефективно неограничене могућности распрострањања мањини биљних врста које су у стању да их искористе, а животињске врсте које су у екосистеме увели људи понекад могу да замијене истријебљене изворне агенсе за распрострањање сјемена.

Антропогене климатске промјене и повишени нивои атмосферске концентрације CO₂ могли би утицати на већину промјенљивих које утичу на брзину кретања биљака, укључујући ширење сјемена вјетром, плодност, вријеме до зрења, конкуренцију, интеракције са другим врстама, те учесталост и интензитет поремећаја у екосистему, попут пожара. Иако је могуће одабрати комбинације

промјенљивих које би знатно убрзале кретање биљака (већа плодност, брже сазријевање, распростирање на веће удаљености, смањена конкуренција и повећана примјена у поремећеним подручјима), одговори на климатске промјене вјероватно ће бити нелинеарни (на примјер, плодност би се у почетку могла повећати, а затим накнадно смањити када се прекорачи толеранција на топлоту) и у великој мјери ће варирати између врста и локација. Генерално, антропогени утицаји на кретање биљака вјероватно ће фаворизовати неке врсте, а успорити друге, али ће број „губитника“ вјероватно знатно надмашити број „побједника“, посебно у доминантно антропогеним пејзажима.

Врсте потенцијално могу одговорити на климатске промјене на неколико начина. Најважнији случај који треба размотрити јесте када се данашња (реализована) климатска ниша врсте више не буде појављивала у тренутном географском ареалу врсте (због великог потенцијала за глобално изумирање врсте под таквим условима). У овом случају, могући одговори врсте укључују: (1) промјену климатских ниша тако што се реализована ниша врсте мијења како би се обухватили нови климатски услови (на примјер, кроз пластичне промјене и/или еволуционом адаптацијом на модификоване абиотске и/или биотичке услове), (2) распростирање (дисперзија) да би пратили првобитне климатске услове у простору (на примјер, мигрирање у више географске ширине или више надморске висине) и (3) изумирање (Wiens 2016). Иако је сваки од ових одговора утврђен у неким случајевима (барем код локалних популација), релативна учесталост сваког од њих још није јасно и прецизно утврђена. Међутим, промјене у географском распрострањењу (ареалу) врста посебно су добро документоване. Ови подаци о помјерању географског ареала садрже важне, али недовољно коришћене информације о томе како врсте одговарају на климатске промјене. Помјерање ареала примијећено усљед климатских промјена обично укључује свеукупни помак ка вишим географским ширинама или вишим надморским висинама. Ови помаци се могу састојати од двије врсте промјена: (1) проширења ареала на „хладној“ ивици ареала врста (веће географске ширине и узвишења) и (2) контракције ареала на „топлој“ ивици (ниже географске ширине и узвишења) (Wiens 2016). Присуство контракција топлих ивица је пресудно важно. До контракције топлих ивица ареала долази када популације са једног или више локалитета на најнижим географским ширинама или најнижим надморским висинама регионалне распрострањености врсте нестану, што доводи до укупног помјерања ареала врста у више географске ширине или узвишења. Ове контракције указују на то да врсте не успијевају да помјере своје нише довољно да подносе ове нове услове и да ове популације умјесто тога изумиру (екстирпација – „локално изумирање“).

Природне климатске промјене доста мањег интензитета и споријих стопа промјене од савремених, изазвале су знатне промјене биљног свијета и

узроковале изумирање врста током протеклих неколико милиона година (Intergovernmental Panel on Climate Change 2014). Од четири милијарде врста за које се процјењује да су се развиле на Земљи током посљедњих 3,5 милијарди година, око 99% је нестало (Barnosky et al. 2011). То показује колико је изумирање врло често, али обично је уравнотежено специјацијом (еволуцијским процесом којим настају нове биолошке врсте).

Геолошки записи пружају недвосмислене доказе да су неке прошле епизоде климатских промјена измијениле биотичке интеракције подстичући изумирање и специјацију и мијењајући распрострањење и бројност врста – ове епизоде су добро познати догађаји масовног изумирања, од којих се чини да је неколико посљедица климатских промјена и с њима повезаних промјена као што су закисељавање океана, еутрофикација и аноксија (Blois et al. 2013). Палеонтолози карактеришу масовна изумирања као периоде када Земља у геолошки кратком интервалу (обично краћем од 2 милиона година, у неким случајевима и много краћем) изгуби више од три четвртине врста, као што се то догодило само пет пута у посљедњих око 540 милиона година: пред крај ордовицијског, девонског, пермског, тријаског и кредног периода. То су „великих пет“⁵ масовних изумирања врста (иако су два технички „масовна исцрпљења“) (Barnosky et al. 2011). Различити узроци убрзавали су изумирање у наведеним периодима, а обим сваког од ових изумирања био је изнад позадинске стопе

⁵ Одлике „великих пет“ масовних изумирања наводе Barnosky et al. (2011). Ордовицијско изумирање завршено је прије око 443 милиона година. У року од 3,3 до 1,9 милиона година изгубљено је 57% родова и 86% врста. Могућим узроцима изумирања сматра се почетак наизмјеничних глацијалних и интерглацијалних епизода, понављане морске трансгресије и регресије, распадање издигнутих Апалача које је утицало на атмосферску и океанску хемију и секвестрација CO₂. Девонско изумирање завршено је прије око 359 милиона година. Изгубљено је 35% родова и 75% врста. Могућим узроцима изумирања сматра се глобално захлађење (праћено глобалним загријавањем), могуће повезано са диверзификацијом копнених биљака, са повезаним распадањем стијена, педогенезом и смањењем глобалног CO₂. Постоје докази о широко распрострањеној дубокој воденој аноксији и ширењу аноксичних вода трансгресијом. О времену и значају утицаја болида још се расправља. Пермско изумирање завршено је прије око 251 милиона година. Изгубљено је 56% родова и 96% врста. Могућим узроцима изумирања сматрају се сибирски вулканизам, глобално загријавање, ширење дубоких морских аноксичних вода, повишене концентрације H₂S и CO₂ у морском и копненом царству и закисељавање океана. О доказима о утицају болида још се расправља. Тријаско изумирање завршено је прије око 200 милиона година. Изгубљено је 47% родова и 80% врста. Сматра се да је активност у Централноатлантској магматској провинцији имала повишене атмосферске нивое CO₂, што је повећало глобалне температуре и довело до кризе калцификације у свјетским океанима. Кредно изумирање завршено је прије око 65 милиона година. Изгубљено је 40% родова и процјењује се 76% врста. Сматра се да је удар болида у Јукатану довео до глобалне катаклизме и проузроковао брзо хлађење. Претходно овом утицају, биота је можда опадала из различитих разлога: вулканизам на Декану са истовременим глобалним загријавањем; тектонско издизање које мијења биогеографију и убрзава ерозију потенцијално доприноси еутрофикацији океана и аноксичним епизодама. Скок CO₂ непосредно прије изумирања опадао је током изумирања.

изумирања, која представља број изумрлих врста у времену, без интензивног покретача изумирања попут утицаја човјека или промјена у животној средини (Barnosky et al. 2011).

Биолози сугеришу да људи сада можда узрокују шесто масовно изумирање (експлоатацијом ресурса, фрагментацијом станишта, уношењем алохтоних врста, ширењем патогена, директним убијањем врста и промјеном глобалне климе), с обзиром на познате губитке врста током посљедњих неколико вјекова и миленијума и чињеницу да су тренутне стопе изумирања далеко изнад позадинске стопе изумирања код претходних пет великих масовних изумирања (Barnosky et al. 2011; Ceballos et al. 2015; Strona and Bradshaw 2018). Тренутне стопе изумирања су око 1.000 пута веће од вјероватне позадинске стопе изумирања (Pimm et al. 2014). На примјер, просјечна стопа губитка врста кичмењака током прошлог вијека је и до 100 пута већа од позадинске стопе изумирања – према позадинској стопи од 2 E/MSY (број изумрлих врста по милион врста годишње), броју врста које су изумрле у прошлом вијеку требало би, у зависности од таксона кичмењака, између 800 и 10.000 година да нестану (Ceballos et al. 2015). Ове процјене откривају изузетно брз губитак биодиверзитета током посљедњих неколико вјекова, што указује да је шесто масовно изумирање већ у току. Ипак, до сада ниједно изумирање биљних врста није приписано савременим климатским промјенама (познато је да је само једна врста, *Picea critchfieldii*, током касног плеистоцена глобално изумрла усљед природних климатских промјена) (Corlett and Westcott 2013). Међународна унија за заштиту природе (*International Union for Conservation of Nature*, IUCN) сматра да је само 20 од 864 изумирања врста потенцијално резултат климатских промјена, било у цјелини или дјелимично, а докази који их повезују са климатским промјенама обично су врло слаби (Cahill et al. 2013).

Међутим, постоји обиље доказа о локалном изумирању усљед контракција ареала на топлим рубовима области распрострањења врста (Cahill et al. 2013). Популације на топлим ивицама ареала су логично мјесто за тражење узрока изумирања повезаних са климом, посебно зато што су можда већ на границама својих климатских толеранција. Cahill et al. (2013) наводе да је од 136 студија фокусираних на локална изумирања повезана са климатским промјенама које су анализирали, само седам студија идентификовало непосредне узроке тих изумирања, а изненађујуће ниједна од тих седам студија не показује директну везу између локалног изумирања и ограничених толеранција врсте на високу температуру. На примјер, за двије студије које изумирање најдиректније повезују са промјеном температуре, непосредни фактор је повезан или са тим како температура ваздуха ограничава вријеме површинске активности током сезоне размножавања или са сложеним односом између екстремних

температура (и хладних и врућих), падавина и физиологије. Већина студија (четири од седам) сматра измијењене интеракције између врста као непосредни узрок, посебно смањење доступности хране, заједно са болестима. Исушивање водених станишта је узрок локалног изумирања у једној студији. Двије студије показују физиолошке толеранције на абиотске факторе као одговорне за опадање популације.

Иако су климатске промјене узроковале изумирање врста и раније током своје еволуционе историје, данас примарну забринутост за биљне врсте представљају садашњи интензитет и брзина промјена климатских услова, који превазилазе све природне варијације у посљедњих 1.000 година (можда и даље прошлост), па могу узроковати повећане стопе изумирања биљних врста (Reid 2006). Тренутна предвиђања ризика од изумирања због климатских промјена варирају у великој мјери у зависности од географског и таксономског фокуса сваке студије. Thomas et al. (2004) наводе да ће просјечно 24% врста и таксона (према различитим сценаријима глобалног загријавања та стопа се креће од 15% до 37%) у пет анализираних региона свијета бити на путу истребљења до 2050. године уколико се садашње стопе климатских промјена наставе и даље у будућности. Према сценарију глобалног загријавања од 1,5 °C изнад преиндустријске средње глобалне температуре, Међудржавни панел за климатске промјене предвиђа да ће 8% биљака, 6% инсеката и 4% кичмењака изгубити преко половине свог климатски одређеног географског ареала, а за глобално загријавање од 2 °C и 3,2 °C, упоредиви проценти износе 16% биљака, 18% инсеката и 8% кичмењака, односно 44% биљака, 49% инсеката и 26% кичмењака, респективно (IPCC 2018; Warren et al. 2018 према Pörtner et al. 2021). Urban (2015) на основу метаанализе 131 објављеног истраживања о изумирању врста предвиђа да ће 7,9% врста изумријети због климатских промјена. Фактор који најбоље објашњава промјене у ризику од изумирања јесте ниво будућих климатских промјена. Предвиђа да ће се будући глобални ризик од изумирања због климатских промјена не само повећавати већ и убрзати са порастом глобалних температура. Глобални ризици од изумирања ће се повећати са тренутних 2,8% на 5,2% уколико се оствари циљ међународних политика да се постиндустријски пораст температуре ограничи на 2 °C, за који многи стручњаци вјерују да више није достижан. Ако се Земља загрије за 3 °C, ризик од изумирања расте на 8,5%. Ако слиједимо тренутну, *business-as-usual* путању (репрезентативни пут концентрације RCP8.5; пораст температуре од 4,3 °C), климатске промјене пријете једној од шест врста (16%). Најмањи ризици од изумирања присутни су у Сјеверној Америци (5%) и Европи (6%), а највећи у Јужној Америци (23%), те у Аустралији и на Новом Зеланду (14%) (које карактерише већи број ендемских врста са малим ареалима, а ризике од изумирања додатно погоршавају малене копнене масе, које ограничавају

распростирање у нова станишта). Предвиђа се да ће се ендемске врсте са мањим ареалом и одређене таксономске групе попут водоземаца и гмизаваца суочити са већим ризицима од изумирања. Аутор је процијенио да се ендемске врсте суочавају са 6% већим ризиком од изумирања у односу на моделе који укључују и ендемске и нендемичне врсте у истраживаном региону.

Thuiller et al. (2005) су на основу анализе пројектованог распрострањења 1.350 биљних врста у Европи до краја XXI вијека и седам сценарија климатских промјена утврдили да ће ризици од изумирања врста бити велики, чак и према умјереним сценаријима климатских промјена. Резултати истраживања су показали да би више од половине анализираних биљних врста могло бити сврстано у категорију рањиве врсте или угрожене врсте према критеријумима Црвене листе Међународне уније за очување природе до 2080. године. Ипак, пројектовани губитак врста је изузетно промјенљив у зависности од сценарија климатских промјена (27–42%) и региона (2,5–86,0%). Високопланинске врсте биће најосјетљивије и најугроженије на промјене климатских услова (60% губитка врста), док ће бореална зона изгубити само неколико врста (али ће стицати друге врсте имиграцијом). Највеће промјене очекују се на прелазу између медитеранског и евросибирског биогеографског региона.

Резултати Wiens (2016) показују да су се локална изумирања повезана са климом већ догодила на стотинама врста, тј. код 47% од 976 анализираних врста. Наведена учесталост локалних изумирања била је углавном слична у климатским зонама, регионима и стаништима, али је била знатно већа код тропских врста него код умјерених врста (55% наспрам 39%), код животиња него код биљака (50% наспрам 39%) и у слатководним стаништима у односу на копнена и морска станишта (74% наспрам 46% наспрам 51%). Све у свему, наведени резултати сугеришу да су локална изумирања повезана са климатским промјенама већ широко распрострањена, иако су нивои климатских промјена до сада скромни у односу на оне предвиђене до краја вијека. Претпоставља се да ће наведена изумирања постати много распрострањенија са повећањем глобалног загријавања у наредним деценијама (отприлике 2 до 5 пута). Román-Palacios and Wiens (2020) су на основу података из истраживања 538 биљних и животињских врста распрострањених широм свијета, од којих је 44% већ забиљежило локална изумирања на једном или више локалитета, открили да су локалитете са локалним изумирањем карактерисале веће и брже промјене у најтоплијим годишњим температурама ваздуха од оних гдје изумирања нису забиљежена. Изненађујуће је да су се локалитети са локалним изумирањем карактерисали знатно мањим промјенама средњих годишњих температура (али већим порастима највиших температура у години). На основу њихових прошлих стопа распрострањања, аутори процјењују да се 57–70% од ових 538 врста неће раширити довољно брзо да би избјегле изумирање. Међутим,

резултати истраживања показали су да су промјене у еколошким нишама изгледа много важније за избегавање изумирања од распрострањавања, иако се већина студија фокусира само на ширење. Конкретно, узимајући у обзир и распрострањавање и помјерање еколошких ниша, предвиђа се да само 20–30% анализираних врста може да изумре до 2070. године.

Изумирање врста након било каквих поремећаја није тренутно. Неке популације и метапопулације могу се задржати током дужег периода испод минималне одрживе величине популације или прага изумирања. Ова одложена изумирања представљају тзв. дуг изумирања (Tilman et al. 1994). Дуг изумирања односи се на одложено изумирање врста које се очекују као посљедица поремећаја у екосистему. Локално изумирање биљних врста може се десити са знатним закашњењем након губитка или деградације станишта. Истраживања сугеришу да такви дугови изумирања представљају значајан, али често препознат изазов за очување биодиверзитета у широком спектру таксона и екосистема (Kuussaari et al. 2009). Квантификовање таквих изумирања и истраживање дугорочних посљедица пертурбација показало се изазовним, јер оне нису изоловане и јављају се на различитим просторним и временским скалама, од губитака локалних станишта до глобалног загријавања (Figueiredo et al. 2019).

Дакле, дуг изумирања у еколошким заједницама представља број или удио постојећих специјалистичких врста жаришних (фокалних) станишта за које се очекује да ће с временом изумријети, како заједница достигне нову равнотежу (еквилибријум) након поремећаја у животној средини, попут уништавања станишта, климатских промјена или инвазије алотоних врста; код појединачних врста, дуг изумирања је број или проценат популација за које се очекује да ће с временом изумријети након промјене станишта (Kuussaari et al. 2009). Праг изумирања представља минималну површину, повезаност и квалитет станишта потребну да би врста опстала (Kuussaari et al. 2009).

Врсте са дугим временом генерације и популације близу прага изумирања највјероватније ће имати дуг изумирања (Kuussaari et al. 2009). Међутим, све док врста за коју се предвиђа да ће изумријети и даље постоји, има времена за спровођење мјера очувања (конзервације) попут обнављања станишта и управљања пејзажом.

Дуг изумирања откривен је у читавом низу екосистема и таксономских група, са процјенама у распону од 9% до 90% садашњег богатства врста (Figueiredo et al. 2019). Трајање дуга изумирања варира од 5 до 570 година, а пројекције укупног периода потребног за намирење дуга могу се проширити на 1.000 година (Figueiredo et al. 2019). Утврђени узроци одложеног изумирања су првенствено особине врсте које продужавају индивидуално преживљавање и динамика популације и метапопулације која одржава популације под

погоршаним условима; а остали потенцијални фактори који могу продужити вријеме преживљавања су микроеволуциона динамика и одложено изумирање партнера у интеракцији (Figueiredo et al. 2019; Kuussaari et al. 2009). Изумирање укључује одговоре индивидуа које се прилагођавају обрасцима и процесима на нивоу популације, метапопулације и врсте. На нивоу заједнице (као и метазаједнице), биотске интеракције додају додатне повратне спреге између ових процеса. Разноликост процеса, еколошки ниво на којем дјелују и интеракције међу њима компликују способност предвиђања које, када и зашто врсте изумиру. Разумијевање ове динамике изумирања и основних процеса је најважније, с обзиром на то да тренутни дугови изумирања представљају знатан дио од предвиђених милион врста којима пријети изумирање. Dullinger et al. (2012) на основу анализе климатски условљене просторно-временске динамике 150 планинских биљака широм европских Алпа предвиђају смањење просјечног ареала 44–50% до краја XXI вијека. Примијењени хибридни модел указује да ће динамика популације заостајати за климатским промјенама и да ће у просјеку 40% подручја које је још било заузето на крају XXI вијека постати климатски неприкладно за дотичне врсте, стварајући дуг изумирања. Статички модели засновани на еколошким нишама предвиђају да ће до 2100. године 34% изгубити више од 80% своје погодне површине под претпоставкама неограниченог распрострањања, односно 73% врста без узимања у обзир могућност распрострањања врста. Хибридни модел предвиђа ниже проценте чак и од статичког модела са неограниченим распрострањем ако су прорачуни губитка ареала засновани на свим заузетим локалитетима (25–31% врста), али веће проценте ако прорачуни чине само климатски погодна станишта (38–52% врста). Хибридни модел такође предвиђа да ће више алпских врста него субалпских врста изгубити више од 80% свог ареала, али су разлике у очекиваном губитку распрострањености и даље израженије између ендемских врста (72–76%) и врста које нису ендеми (39–48%). Предвиђања потпуног губитка ареала углавном су варијала на сличан начин: хибридни модел предвиђа да 68% укупног скупа врста, 5–6% субалпских врста, 8–12% алпских врста, 3–4% неендемске врсте, као и 20–28% ендемских врста више неће заузимати ниједно климатски погодно налазиште до 2100. године.

Климатске промјене и људске активности уништавају врсте у обиму који је без преседана у историјском развоју кроз мноштво директних и индиректних, често синергијских механизма. Међу њима, примарна изумирања услед промјена у животној средини могла би бити само врх огромног леденог бријега изумирања. Покретачи који су директно повезани са антропогеним модификацијама биосфере очигледни су и добро познати: уништавање станишта, прекомјерна експлоатација и биотске инвазије. Слично томе, ефекти промјене животне средине (на примјер, пораст температуре, повећана

учесталост и интензитет суша, закисељавање и загријавање океана итд.) могу се лако протумачити – када услови животне средине одређеног локалитета постану некомпатибилни са границама толеранције врста које га насељавају, у многим случајевима оне ће локално изумријети. Ипак, постоје и други, сложенији механизми који могу погоршати губитак врста. Конкретно, постаје све очигледније како биотске интеракције, осим што омогућавају појаву и одржавање биоразноликости, такође граде сложене мреже путем којих губитак једне врсте може довести до тога да нестане више врста (процес познат као коекстинкција или „суизумирање“), и можда довести читаве екосистеме до неочекиване, изненадне промјене режима или чак до потпуног колапса (Strona and Bradshaw 2018). Климатски индукована изумирања локалних врста могу изазвати каскадне коекстинкције, што доводи до изумирања много више врста (Bascompte et al. 2019).

Коекстинкција се односи на губитак врсте услед изумирања друге врсте – на примјер изумирање паразитских инсеката услед губитка домаћина, изумирање врсте која изгуби своје опрашиваче или изумирање када предатор у ланцу исхране изгуби пљен. Коекстинкција је нарочито честа када изумире кључна врста у екосистему. Schleuning et al. (2016), комбинујући моделе распрострањења врста са анализама еколошких мрежа, тестирали су потенцијалне утицаје климатских промјена на више од 700 биљних и животињских врста у мрежама за опрашивање и ширење сјемена у средњој Европи. Резултати истраживања су открили да животињске врсте које комуницирају са малом разноликошћу биљних врста имају уске климатске нише и најосјетљивије су на климатске промјене. Супротно томе, биотичка специјализација биљака није повезана са ширином и рањивошћу климатских ниша. Симулациони модел који укључује различите сценарије коекстинкције врста показује да ће пројектовано изумирање биљака услед климатских промјена вјероватније изазвати коекстинкцију животиња него обрнуто. Овај резултат показује да се утицаји климатских промјена на биодиверзитет могу појачати каскадама изумирања од биљака до животиња у еколошким мрежама.

Bascompte et al. (2019) су анализирајући седам мрежа опрашивања широм Европе показали да постоји значајна варијабилност међу мрежама у климатски условљеним стопама изумирања биљака и посебно посљедичних коекстинкција, са много вишим вриједностима стопа у медитеранским него евросибирским мрежама. То је очекивано не само због тога што се претпоставља да су климатске промјене израженије у медитеранској зони већ прије свега зато што медитеранске мреже садрже биљне врсте са ужим распрострањењем, а самим тим и већом вјероватноћом изумирања. Иако географски положај најбоље предвиђа вјероватноћу да ће биљне врсте због климатских промјена

бити доведене до изумирања, каскадну коекстинкцију најбоље предвиђа локална мрежа интеракција међу врстама.

Strona and Bradshaw (2018) истраживањем су показали како еколошке зависности појачавају директне ефекте промјена животне средине на колапс планетарног биодиверзитета и до десет пута. Како наше разумијевање важности еколошких интеракција у обликовању екосистема напредује, постаје све јасније како је нестанак конзумента услед исцрпљивања њихових ресурса (коекстинкција) вјероватније главни покретач губитка биодиверзитета. Аутори истичу да, иако општу важност коекстинкција поткрепљује чврста теоријска подлога, изазови у добијању емпиријских информација о текућим (и прошлим) догађајима коекстинкција компликују процјену њиховог релативног доприноса брзом опадању разноликости врста чак и у добро познатим екосистемима, а камоли на глобалном нивоу. У поједностављеном погледу, идеја заједничког изумирања своди се на очигледан закључак да потрошач не може преживјети без својих ресурса. Будући да су интеракције ресурса и потрошача у природним системима (на примјер, прехрамбене мреже) организоване у различитим хијерархијским нивоима сложености (на примјер, трофички нивои), произлази да би уклањање ресурса могло имати за резултат каскадни нестанак неколико потрошача вишег реда. Неколико студија сугерише да треба очекивати да ће већина догађаја губитка врста узроковати коекстинкцију, што поткрепљује забрињавајућа, неприродна брзина којом популације и врсте сада нестају, и која иде далеко више од онога што човјек очекује као једноставну посљедицу антропогеног дјеловања. У ствари, чак и најиздржљивије врсте неизбежно ће постати жртве синергије међу покретачима изумирања, јер екстремни стрес доводи до нарушавања биолошких заједница. Даље, коекстинкција се често покреће много прије потпуног губитка читаве врсте, тако да би чак и осцилације у величини популације неке врсте могле резултирати локалним нестанком других врста које зависе од ње.

Без усклађених напора за ублажавање и прилагођавање, притисци климатских промјена и неклиматских утицаја ће се појачавати у будућности и на тај начин интензивирати изумирање врста, посебно с обзиром на повратне спреге између појединих стресора. Неопходно је хитно усвајање и имплементација стратегија које ограничавају даље климатске промјене ако се жели избјећи убрзање глобалног изумирања (Ceballos et al. 2015; Urban 2015). Успјех се може постићи усклађивањем циљева за заштиту биодиверзитета са заштитом и обнављањем станишта неопходним за смањење концентрације гасова са ефектом стаклене баште и промовисањем природне и друштвене адаптације на климатске промјене (Roberts et al. 2020). Међутим, за успјех ће бити потребни много амбициознији циљеви заштите животне средине од садашњих 10% мора и 17% копна – разматра се нови циљ од 30% мора са високим нивоом

заштите од експлоатације и нарушавања до 2030. године, а о сличним циљевима се расправља и за копнена станишта (Roberts et al. 2020).

Да би природа знатно допринијела ублажавању климатских промјена, већа покривеност ненарушених екосистема биће од суштинске важности због њиховог пружања услуга екосистема, попут секвестрације и складиштења угљеника (Roberts et al. 2020). С обзиром на то да су многи екосистеми већ деградирани, осигуравање континуираног пружања услуга екосистема захтијева не само заштиту из предострожности тренутно нетакнутих станишта, већ и велике размјере рестаурације нарушених станишта.

4.4. Закључак

Климатски услови играју круцијалну улогу у одвијању свих процеса биљака (фото-синтезе, дисања, раста и развоја итд.) и њиховог сезонског циклуса (фенологије), те у одређивању граница њиховог распрострањења. Климатски услови имају велики утицај како на биљне јединке, популације и врсте, тако и на њихове заједнице, екосистеме и биоме у цјелини. Због тога посљедњих деценија расте забринутост због потенцијалних утицаја глобалних климатских промјена на биљни свијет.

Савремене климатске промјене првенствено се огледају у антропогено условљеном порасту атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште (угљен-диоксида, метана, азот-субоксида итд.), глобалном загријавању климатског система, промјенама режима падавина и промјенама учесталости, интензитета и/или просторног обухвата екстремних временских и климатских догађаја.

Савремене климатске промјене довеле су до знатних промјена биљног врста, које се огледају у промјенама области распрострањења – ареала (помјерање ка вишим географским ширинама и према вишим надморским висинама), физиологије (повећане стопе процеса фото-синтезе, побољшање ефикасности употребе воде, смањење стаматалне проводљивости и повећање нето примарне производње екосистема), фенологије (ранији почетак вегетационог периода у прољеће, раније јављање фенофаза у прољеће и љето, одлагање јесењих фенофаза којима се завршава вегетациони период, продужавање вегетационог периода). Промијењени климатски услови такође су већ довели до измјена биљних заједница (промјене састава заједница, измијењене интеракције између врста попут опрашивања, конкуренције, предаторства, паразитизма, мутуализма, преношења болести, ланаца исхране и др.) и локалног изумирања одређених биљних врста.

Иако је и у прошлости губитак биодиверзитета првенствено приписиван промјенама интензитета коришћења копна и мора и директној експлоатацији врста, а тек затим климатским промјенама, предвиђа се да ће утицај климатских промјена надмашити друге пријетње губитку биодиверзитета током XXI вијека, како директним утицајима, тако и интензивирањем интеракција са другим неклиматским покретачима.

Уочени утицаји климатских промјена на биодиверзитет укључују директну промјену абиотских услова, као што су промјене климатских карактеристика (на примјер, температуре, падавина, екстремних временских и климатских догађаја), физичког окружења (на примјер, нивоа мора, обима ледничког покривача и ледника, учесталости пожара, температуре и киселости океана, концентрације кисеоника) и атмосферске концентрације гасова са ефектом стаклене баште (на примјер, CO₂). Осим тога, климатске промјене се јављају у интеракцији неклиматским факторима угрожавања биодиверзитета (на примјер, деградацијом, фрагментацијом и уништавањем станишта, повећањем осјетљивости на болести, промјеном начина кретања алохтоних инвазивних врста, дефаунацијом и све већим ослањањем људи на експлоатацију ресурса), често погоршавајући њихове пријетње. Дакле, климатске промјене се налазе у веома сложеној међусобној интеракцији са другим покретачима губитка биодиверзитета, дајући резултате који могу бити синергијски (што значи да ће исход бити већи него што би се то очекивало од појединачног дјеловања покретача), антагонистички, постепени или нагли. Климатске промјене такође могу потенцијално проузроковати нагле и неповратне (или тешко реверзибилне) промјене екосистема уколико дјеловање пређе преко критичних прагова. Дакле, са заједничким и истовременим дјеловањем више покретача, њихови утицаји на биодиверзитет и функционисање екосистема могу бити израженији, али и разноврснији, па њихов исход неће бити лако предвидљив. У циљу спречавања и/или ублажавања даљих негативних утицаја климатских промјена на губитак биодиверзитета, потребно је разумијети еколошку динамику ових климатских утицаја, утврдити жаришта рањивости и отпорности, те утврдити интервенције које могу помоћи повећању отпорности биосфере на климатске промјене; с друге стране, истовремено екосистема такође могу помоћи у ублажавању и прилагођавању климатским промјенама.

Промјенљиви атмосферски услови (нагли пораст атмосферске концентрације CO₂ и других гасова са ефектом стаклене баште) и загријавање климатског система веће од уобичајених међуглацијалних температура, фрагментација станишта, загађење, прекомјерни риболов и лов, инвазивне врсте и патогени, те раст људске популације све су екстремнији еколошки стрес, много већи него што је већина живих врста раније искусила. Без усклађених мјера и активности за ублажавање, такви притисци ће се појачавати у будућности и на

тај начин интензивирати изумирање врста. Стога је неопходно хитно усвајање и имплементација стратегија које ограничавају даље промјене климе у циљу избјегавања убрзаног глобалног изумирања биљних врста.

Литература

- Abatzoglou JT, Park Williams A, Boschetti L, Zubkova M, Kolden CA (2018) Global Patterns of Interannual Climate–Fire Relationships. *Global Change Biology* 24(11):5164–5175. doi.10.1111/gcb.14405
- Abatzoglou JT, Williams AP, Barbero R (2019) Global Emergence of Anthropogenic Climate Change in Fire Weather Indices. *Geophysical Research Letters* 46(1):326–336. doi.10.1029/2018GL080959
- Aguilar E, Peterson TC, Obando PR, Frutos R, Retana JA, Solera M, Soley J, González García I, Araujo RM, Santos AR, Valle VE, Brunet M, Aguilar L, Álvarez L, Bautista M, Castañón C, Herrera L, Ruano E, Sinay JJ, Sánchez E, Hernández Oviedo GI, Obed F, Salgado JE, Vázquez JL, Baca M, Gutiérrez M, Centella C, Espinosa J, Martínez D, Olmedo B, Ojeda Espinoza CE, Núñez R, Haylock M, Benavides H, Mayorga R (2005) Changes in Precipitation and Temperature Extremes in Central America and Northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research* 110:D23. doi.10.1029/2005jd006119
- Aguiléea R, Raoul G, Rousset F, Ronce O (2016) Pollen Dispersal Slows Geographical Range Shift and Accelerates Ecological Niche Shift Under Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 113(39):E5741–E5748. doi.10.1073/pnas.1607612113
- Adler RF, Gu G, Sapiano M, Wang J-J, Huffman GJ (2017) Global Precipitation: Means, Variations and Trends During the Satellite Era (1979–2014). *Surveys in Geophysics* 38(4):679–699. doi.10.1007/s10712-017-9416-4
- Ainsworth EA, Stephen PL (2005) What Have We Learned from 15 Years of Free-Air CO₂ Enrichment (FACE)? A Meta-Analytic Review of the Responses of Photosynthesis, Canopy Properties and Plant Production to Rising CO₂. *New Phytologist* 165(2):351–372. doi.10.1111/j.1469-8137.2004.01224.x
- Alessandri A, De Felice M, Zeng N, Mariotti A, Pan Y, Cherchi A, Lee J-Y, Wang B, Ha K-J, Ruti P, Artale V (2014) Robust Assessment of the Expansion and Retreat of Mediterranean Climate in the 21st Century. *Scientific Reports* 4(1):7211. doi.10.1038/srep07211
- Alexander JM, Chalmandrier L, Lenoir J, Burgess TI, Essl F, Haider S, Kueffer C, McDougall K, Milbau A, Nuñez MA, Pauchard A, Rabitsch W, Rew LJ, Sanders NJ, Pellissier L (2018) Lags in the Response of Mountain Plant Communities to Climate Change. *Global Change Biology* 24(2):563–579. doi.10.1111/gcb.13976
- Alexander LV, Zhang X, Peterson TC, Caesar J, Gleason B, Klein Tank AMG, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagipour A, Rupa Kumar K, Revadekar J,

- Griffiths G, Vincent L, Stephenson DB, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez-Aguirre JL (2006) Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111(D5):D05109. doi.10.1029/2005JD006290
- Amatulli G, Camia A, San-Miguel-Ayanz J (2013) Estimating Future Burned Areas Under Changing Climate in the EU-Mediterranean Countries. *Science of the Total Environment* 450:209–222. doi.10.1016/j.scitotenv.2013.02.014
- Araújo MB, Alagador D, Cabeza M, Nogués-Bravo D, Thuiller W (2011) Climate Change Threatens European Conservation Areas. *Ecology Letters* 14(5):484–492. doi.10.1111/j.1461-0248.2011.01610.x
- Armal S, Devineni N, Khanbilvardi R (2018) Trends in Extreme Rainfall Frequency in the Contiguous United States: Attribution to Climate Change and Climate Variability Modes. *Journal of Climate* 31(1):369–385. doi.10.1175/JCLI-D-17-0106.1
- Arnell NW, Lowe JA, Challinor AJ, Osborn TJ (2019) Global and Regional Impacts of Climate Change at Different Levels of Global Temperature Increase. *Climatic Change* 155:377–391. doi.10.1007/s10584-019-02464-z
- Arneth A, Shin Y-J, Leadley P, Rondinini C, Bukvareva E, Kolb M, Midgley GF, Oberdorff T, Palomo I, Saito O (2020) Post-2020 Biodiversity Targets Need to Embrace Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 117(49):30882–30891. doi.10.1073/pnas.2009584117
- Arora VK, Katavouta A, Williams RG, Jones CD, Brovkin V, Friedlingstein P, Schwinger J, Bopp L, Boucher O, Cadule P, Chamberlain MA, Christian JR, Delire C, Fisher RA, Hajima T, Ilyina T, Joetzer E, Kawamiya M, Koven CD, Krasting JP, Law RM, Lawrence DM, Lenton A, Lindsay K, Pongratz J, Raddatz T, Séférian R, Tachiiri K, Tjiputra JF, Wiltshire A, Wu T, Ziehn T (2020) Carbon–Concentration and Carbon–Climate Feedbacks in CMIP6 Models and Their Comparison to CMIP5 Models. *Biogeosciences* 17(16):4173–4222. doi.10.5194/bg-17-4173-2020
- Asse D, Chuine I, Vitasse Y, Gilles Yoccoz N, Delpierre N, Badeau V, Delestrade A, Randin CF (2018) Warmer Winters Reduce the Advance of Tree Spring Phenology Induced by Warmer Springs in the Alps. *Agricultural and Forest Meteorology* 252:220–230. doi.10.1016/j.agrformet.2018.01.030
- Augspurger CK (2013) Reconstructing Patterns of Temperature, Phenology, and Frost Damage over 124 Years: Spring Damage Risk is Increasing. *Ecology* 94(1):41–50. doi.10.1890/12-0200.1
- Bach W (1979) Impact of Increasing Atmospheric CO₂ Concentrations on Global Climate: Potential Consequences and Corrective Measures. *Environment International* 2:215–228
- Badr O, Probert SD, O’Callaghan PW (1991) Atmospheric Methane: Its Contribution to Global Warming. *Applied Energy* 40:273–313
- Badr O, Probert SD (1992) Nitrous Oxide in the Earth’s Atmosphere. *Applied Energy* 41:177– 200

- Ballantyne AP, Alden CB, Miller JB, Tans PP, White JW (2012) Increase in Observed Net Carbon Dioxide Uptake by Land and Oceans during the Past 50 Years. *Nature* 488(7409):70–72. doi.10.1038/nature11299
- Barnosky AD, Matzke N, Tomiya S, Wogan GOU, Swartz B, Quental TB, Marshall C, McGuire JL, Lindsey EL, Maguire KC, Mersey B, Ferrer EA (2011) Has the Earth's Sixth Mass Extinction Already Arrived? *Nature* 471(7336):51–57. doi.10.1038/nature09678
- Barriopedro D, Fischer EM, Luterbacher J, Trigo RM, Garcia-Herrera R (2011) The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe. *Science* 332(6026):220–224. doi.10.1126/science.1201224
- Barry AA, Caesar J, Klein Tank AMG, Aguilar E, McSweeney C, Cyrille AM, Nikiema MP, Narcisse KB, Sima F, Stafford G, Touray LM, Ayilari-Naa JA, Mendes CL, Tounkara M, Gar-Glahn EVS, Coulibaly MS, Dieh MF, Mouhaimouni M, Oyegade JA, Samboup E, Laogbessi ET (2018) West Africa Climate Extremes and Climate Change Indices. *International Journal of Climatology* 38(S1):e921–e938. doi.10.1002/joc.5420
- Bartholy J, Pongrácz R (2007) Regional Analysis of Extreme Temperature and Precipitation Indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change* 57(1–2):83–95. doi.10.1016/j.gloplacha.2006.11.002
- Bartolomeu S, Carvalho MJ, Marta-Almeida M, Melo-Gonçalves P, Rocha A (2016) Recent Trends of Extreme Precipitation Indices in the Iberian Peninsula Using Observations and WRF Model Results. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 94:10–21. doi.10.1016/j.pce.2016.06.005
- Bascompte J, García MB, Ortega R, Rezende EL, Pironon S (2019) Mutualistic Interactions Reshuffle the Effects of Climate Change on Plants Across the Tree of Life. *Science Advances* 5(5):eaav2539. doi.10.1126/sciadv.aav2539
- Baslam M, Mitsui T, Hodges M, Priesack E, Herritt MT, Aranjuelo I, Sanz-Sáez Á (2020) Photosynthesis in a Changing Global Climate: Scaling Up and Scaling Down in Crops. *Frontiers in Plant Science* 11:882. doi.10.3389/fpls.2020.00882
- Bathiany S, Dakos V, Scheffer M, Lenton TM (2018) Climate Models Predict Increasing Temperature Variability in Poor Countries. *Science Advances* 4(5):eaar5809. doi.10.1126/sciadv.aar5809
- Battipaglia G, Saurer M, Cherubini P, Calfapietra C, McCarthy HR, Norby RJ, Francesca Cotrufo M (2013) Elevated CO₂ Increases Tree-Level Intrinsic Water Use Efficiency: Insights from Carbon and Oxygen Isotope Analyses in Tree Rings Across Three Forest FACE Sites. *New Phytologist* 197(2):544–554. doi.10.1111/nph.12044
- Bebber DP, Ramotowski MAT, Gurr SJ (2013) Crop Pests and Pathogens Move Polewards in a Warming World. *Nature Climate Change* 3(11):985–988. doi.10.1038/nclimate1990
- Bellard C, Bertelsmeier C, Leadley P, Thuiller W, Courchamp F (2012) Impacts of Climate Change on the Future of Biodiversity. *Ecology Letters* 15(4):365–377. doi.10.1111/j.1461-0248.2011.01736.x

- Bellassen V, Viovy N, Luysaert S, Le Marie G, Schelhaas MJ, Ciais P (2011) Reconstruction and Attribution of the Carbon Sink of European Forests between 1950 and 2000. *Global Change Biology* 17(11):3274–3292. doi.10.1111/j.1365-2486.2011.02476.x
- Belmecheri S, Maxwell RS, Taylor AH, Davis KJ, Guerrieri R, Moore DJP, Rayback SA (2021) Precipitation Alters the CO₂ Effect on Water-Use Efficiency of Temperate Forests. *Global Change Biology* 27(8):1560–1571. doi.10.1111/gcb.15491
- Berdugo M, Delgado-Baquerizo M, Soliveres S, Hernández-Clemente R, Zhao Y, Gaitán JJ, Gross N, Saiz H, Maire V, Lehmann A, Rillig MC, Solé RV, Maestre FT (2020) Global Ecosystem Thresholds Driven by Aridity. *Science* 367(6479): 787–790. doi.10.1126/science.aay5958
- Bezák N, Mikoš M (2020) Changes in the Compound Drought and Extreme Heat Occurrence in the 1961–2018 Period at the European Scale. *Water* 12:3543. doi.10.3390/w12123543
- Bigler C, Bugmann H (2018) Climate-Induced Shifts in Leaf Unfolding and Frost Risk of European Trees and Shrubs. *Scientific Reports* 8:9865. doi.10.1038/s41598-018-27893-1 1
- Bisbis MB, Gruda N, Blanke M (2018) Potential Impacts of Climate Change on Vegetable Production and Product Quality: A Review. *Journal of Cleaner Production* 170:1602–1620. doi.10.1016/j.jclepro.2017.09.224
- Blois JL, Zarnetske PL, Fitzpatrick MC, Finnegan S (2013) Climate Change and the Past, Present, and Future of Biotic Interactions. *Science* 341(6145):499–504. doi.10.1126/science.1237184
- Bond-Lamberty B, Bailey VL, Chen M, Gough CM, Vargas R (2018) Globally Rising Soil Heterotrophic Respiration over Recent Decades. *Nature* 560(7716):80–83. doi.10.1038/s41586-018-0358-x
- Both C, Van Asch M, Bijlsma RG, Van Den Burg AB, Visser ME (2009) Climate Change and Unequal Phenological Changes Across Four Trophic Levels: Constraints or Adaptations? *Journal of Animal Ecology* 78(1):73–83. doi.10.1111/j.1365-2656.2008.01458.x
- Boukal DS, Bideault A, Carreira BM, Sentis A (2019) Species Interactions Under Climate Change: Connecting Kinetic Effects of Temperature on Individuals to Community Dynamics. *Current Opinion in Insect Science* 35:88–95. doi.10.1016/j.cois.2019.06.014
- Breuer H, Ács F, Skarbit N (2018) Observed and Projected Climate Change in the European Region During the Twentieth and Twenty-First Centuries According to Feddema. *Climatic Change* 150:377–390. doi.10.1007/s10584-018-2271-6
- Brienen RJW, Phillips OL, Feldpausch TR, Gloor E, Baker TR, Lloyd J, Lopez-Gonzalez G, Monteagudo-Mendoza A, Malhi Y, Lewis SL, Vásquez Martínez R, Alexiades M, Álvarez Dávila E, Alvarez-Loayza P, Andrade A, Aragão LEOC, Araujo-Murakami A, Arets EJMM, Arroyo L, Aymard GAC, Bánki OS, Baraloto C, Barroso J, Bonal D, Boot RGA, Camargo JLC, Castilho CV, Chama V, Chao KJ,

- Chave J, Comiskey JA, Cornejo Valverde F, da Costa L, de Oliveira EA, Di Fiore A, Erwin TL, Fauset S, Forsthofer M, Galbraith DR, Grahame ES, Groot N, Hérault B, Higuchi N, Honorio Coronado EN, Keeling H, Killeen TJ, Laurance WF, Laurance S, Licona J, Magnussen WE, Marimon BS, Marimon-Junior BH, Mendoza C, Neill DA, Nogueira EM, Núñez P, Pallqui Camacho NC, Parada A, Pardo-Molina G, Peacock J, Peña-Claros M, Pickavance GC, Pitman NCA, Poorter L, Prieto A, Quesada CA, Ramírez F, Ramírez-Angulo H, Restrepo Z, Roopsind A, Rudas A, Salomão RP, Schwarz M, Silva N, Silva-Espejo JE, Silveira M, Stropp J, Talbot J, Steege H, Teran-Aguilar J, Terborgh J, Thomas-Caesar R, Toledo M, Torello-Raventos M, Umetsu RK, van der Heijden GMF, van der Hout P, Guimarães Vieira IC, Vieira SA, Vilanova E, Vos VA, Zagt RJ (2015) Long-Term Decline of the Amazon Carbon Sink. *Nature* 519(7543):344–348. doi.10.1038/nature14283
- Brouder SM, Volenec JJ (2008) Impact of Climate Change on Crop Nutrient and Water Use Efficiencies. *Physiologia Plantarum* 133(4):705–724. doi.10.1111/j.1399-3054.2008.01136.x
- Brugnara Y, Auchmann R, Brönnimann S, Bozzo A, Berro DC, Mercalli L (2016) Trends of Mean and Extreme Temperature Indices Since 1874 at Low-Elevation Sites in the Southern Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121(7):3304–3325. doi.10.1002/2015JD024582
- Buitenwerf R, Rose L, Higgins SI (2015) Three Decades of Multi-Dimensional Change in Global Leaf Phenology. *Nature Climate Change* 5:364–368. doi.10.1038/nclimate2533
- Buras A, Menzel A (2019) Projecting Tree Species Composition Changes of European Forests for 2061–2090 Under RCP 4.5 and RCP 8.5 Scenarios. *Frontiers in Plant Science* 9:1986. doi.10.3389/fpls.2018.01986
- Burdon JJ, Zhan J (2020) Climate Change and Disease in Plant Communities. *PLoS Biology* 18(11):e3000949. doi.10.1371/journal.pbio.3000949
- Burić D, Ducić V, Mihajlović J, Luković J, Dragojlović J (2015) Recent Extreme Air Temperature Changes in Montenegro. *Bulletin of the Serbian Geographical Society* 95(4):53–66. doi.10.2298/GSGD140626002B
- van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, Hurtt GC, Kram T, Krey V, Lamarque J-F, Masui T, Meinshausen M, Nakicenovic N, Smith SJ, Rose SK (2011) The Representative Concentration Pathways: An Overview. *Climatic Change* 109(1):5. doi.10.1007/s10584-011-0148-z
- van den Besselaar EJM, Klein Tank AMG, Buishand TA (2013) Trends in European Precipitation Extremes over 1951–2010. *International Journal of Climatology* 33(12):2682–2689. doi.10.1002/joc.3619
- Van der Putten WH, Macel M, Visser ME (2010) Predicting Species Distribution and Abundance Responses to Climate Change: Why It Is Essential to Include Biotic Interactions Across Trophic Levels. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological sciences* 365(1549):2025–2034. doi.10.1098/rstb.2010.0037

- van der Sleen P, Groenendijk P, Vlam M, Anten NPR, Boom A, Bongers F, Pons TL, Terburg G, Zuidema PA (2015) No Growth Stimulation of Tropical Trees by 150 Years of CO₂ Fertilization but Water-Use Efficiency Increased. *Nature Geoscience* 8(1):24–28. doi.10.1038/ngeo2313
- van der Schrier G, van den Besselaar EJM, Klein Tank AMG, Verver G (2013) Monitoring European Average Temperature Based on the E-OBS Gridded Data Set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(11):5120–5135. doi.10.1002/jgrd.50444
- van der Walt AJ, Fitchett JM (2021) Exploring Extreme Warm Temperature Trends in South Africa: 1960–2016. *Theoretical and Applied Climatology* 143:1341–1360. doi.10.1007/s00704-020-03479-8
- Vicente-Serrano SM, Domínguez-Castro F, Murphy C, Hannaford J, Reig F, Peña-Angulo D, Trambly Y, Trigo RM, MacDonald N, Yolanda Luna M, McCarthy M, Van der Schrier G, Turco M, Camuffo D, Noguera I, García-Herrera R, Becherini F, Della Valle A, Tomas-Burguera M, El Kenawy A (2021) Long-Term Variability and Trends in Meteorological Droughts in Western Europe (1851–2018). *International Journal of Climatology* 41(S1):E690–E717. doi.10.1002/joc.6719
- Vitasse Y, Signarbieux C, Fu YH (2018) Global Warming Leads to More Uniform Spring Phenology Across Elevations. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 115(5):1004–1008. doi.10.1073/pnas.1717342115
- Vogel MM, Zscheischler J, Wartenburger R, Dee D, Seneviratne SI (2019) Concurrent 2018 Hot Extremes Across Northern Hemisphere Due to Human-Induced Climate Change. *Earth's Future* 7(7):692–703. doi.10.1029/2019EF001189
- Gaire NP, Koirala M, Bhuju DR, Borgaonkar HP (2014) Treeline Dynamics with Climate Change at the Central Nepal Himalaya. *Climate of the Past* 10:1277–1290. doi.10.5194/cp-10-1277-2014
- Garonna I, de Jong R, de Wit AJW, Múcher CA, Schmid B, Schaepman ME (2014) Strong Contribution of Autumn Phenology to Changes in Satellite-Derived Growing Season Length Estimates Across Europe (1982–2011). *Global Change Biology* 20(11):3457–3470. doi.10.1111/gcb.12625
- Garonna I, de Jong R, Schaepman ME (2016) Variability and Evolution of Global Land Surface Phenology over the Past Three Decades (1982–2012). *Global Change Biology* 22(4):1456–1468. doi.10.1111/gcb.13168
- Gea-Izquierdo G, Cherubini P, Cañellas I (2011) Tree-Rings Reflect the Impact of Climate Change on *Quercus ilex* L. Along a Temperature Gradient in Spain over the Last 100 Years. *Forest Ecology and Management* 262(9):1807–1816. doi.10.1016/j.foreco.2011.07.025
- Gebrechorkos SH, Hülsmann S, Bernhofer C (2019) Long-Term Trends in Rainfall and Temperature Using High-Resolution Climate Datasets in East Africa. *Scientific Reports* 9:11376. doi.10.1038/s41598-019-47933-8 1

- Gehrig-Fasel J, Guisan A, Zimmermann NE (2007) Tree Line Shifts in the Swiss Alps: Climate Change or Land Abandonment? *Journal of Vegetation Science* 18(4):571–582. doi.10.1111/j.1654-1103.2007.tb02571.x
- Gill AL, Gallinat AS, Sanders-DeMott R, Rigden AJ, Short Gianotti DJ, Mantooth JA, Templer PH (2015) Changes in Autumn Senescence in Northern Hemisphere Deciduous Trees: A Meta-Analysis of Autumn Phenology Studies. *Annals of Botany* 116(6):875–888. doi.10.1093/aob/mcv055
- Gillett NP, Shiogama H, Funke B, Hegerl G, Knutti R, Matthes K, Santer BD, Stone D, Tebaldi C (2016) The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) Contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development* 9:3685–3697. doi.10.5194/gmd-9-3685-2016
- Gilman SE, Urban MC, Tewksbury J, Gilchrist GW, Holt RD (2010) A Framework for Community Interactions Under Climate Change. *Trends in Ecology & Evolution* 25(6):325–331. doi.10.1016/j.tree.2010.03.002
- Gnjato S, Popov T, Ivanišević M, Trbić G (2021) Changes in Extreme Climate Indices in Sarajevo (Bosnia and Herzegovina). *Bulletin of the Serbian Geographical Society* 101(2):1–21. doi.10.2298/GSGD2102001G
- Golubyatnikov LL, Denisenko EA (2007) Model Estimates of Climate Change Impact on Habitats of Zonal Vegetation for the Plain Territories of Russia. *Biology Bulletin* 34(2):170–184. doi.10.1134/S1062359007020100
- Gómez-Ruiz EP, Lacher Jr TE (2019) Climate Change, Range Shifts, and the Disruption of a Pollinator–Plant Complex. *Scientific Reports* 9:14048. doi.10.1038/s41598-019-50059-6 1
- Gray SB, Brady SM (2016) Plant Developmental Responses to Climate Change. *Developmental Biology* 419(1):64–77. doi.10.1016/j.ydbio.2016.07.023
- Greenwood S, Jump AS (2014) Consequences of Treeline Shifts for the Diversity and Function of High Altitude Ecosystems. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46(4):829–840. doi.10.1657/1938-4246-46.4.829
- Groisman PY, Knight RW, Easterling DR, Karl TR, Hegerl GC, Razuvaev VN (2005) Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate* 18(9):1326–1350. doi.10.1175/JCLI3339.1
- Gu F, Zhang Y, Huang M, Tao B, Guo R, Yan C (2017) Effects of Climate Warming on Net Primary Productivity in China During 1961–2010. *Ecology and Evolution* 7(17):6736–6746. doi.10.1002/ece3.3029
- Gudmundsson L, Seneviratne SI (2016) Anthropogenic Climate Change Affects Meteorological Drought Risk in Europe. *Environmental Research Letters* 11(4):044005. doi.10.1088/1748-9326/11/4/044005
- Guiot J, Corona C, ESCARSEL Members (2010) Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings over the Past 1400 Years. *PLoS ONE* 5(4):e9972. doi.10.1371/journal.pone.0009972
- Guisan A, Theurillat J-P (2000) Assessing Alpine Plant Vulnerability to Climate Change: A Modeling Perspective. *Integrated Assessment* 1:307–320

- Güsewell S, Furrer R, Gehrig R, Pietragalla B (2017) Changes in Temperature Sensitivity of Spring Phenology with Recent Climate Warming in Switzerland are Related to Shifts of the Preseason. *Global Change Biology* 23(12):5189–5202. doi.10.1111/gcb.13781
- Davidson EA, Kanter D (2014) Inventories and Scenarios of Nitrous Oxide Emissions. *Environmental Research Letters* 9:105012. doi.10.1088/1748-9326/9/10/105012
- Dai A (2011) Drought Under Global Warming: A Review. *WIREs Climate Change* 2(1):45–65. doi.10.1002/wcc.81
- Dai A (2013) Increasing Drought Under Global Warming in Observations and Models. *Nature Climate Change* 3:52–58. doi.10.1038/nclimate1633
- DaMatta FM, Grandis A, Arenque BC, Buckeridge MS (2010) Impacts of Climate Changes on Crop Physiology and Food Quality. *Food Research International* 43(7):1814–1823. doi.10.1016/j.foodres.2009.11.001
- de Lima MIP, Santo FE, Ramos AM, Trigo RM (2015) Trends and Correlations in Annual Extreme Precipitation Indices for Mainland Portugal, 1941–2007. *Theoretical and Applied Climatology* 119(1–2):55–75. doi.10.1007/s00704-013-1079-6
- de los Milagros Skansi M, Brunet M, Sigró J, Aguilar E, Arevalo Groening JA, Bentancur OJ, Castellón Geier YR, Correa Amaya RL, Jácome H, Malheiros Ramos A, Oria Rojas C, Max Pasten A, Sallons Mitro S, Villaroel Jiménez C, Martínez R, Alexander LV, Jones PD (2013) Warming and Wetting Signals Emerging from Analysis of Changes in Climate Extreme Indices over South America. *Global and Planetary Change* 100:295–307. doi.10.1016/j.gloplacha.2012.11.004
- Devi NM, Kukarskih VV, Galimova AA, Mazepa VS, Grigoriev AA (2020) Climate Change Evidence in Tree Growth and Stand Productivity at the Upper Treeline Ecotone in the Polar Ural Mountains. *Forest Ecosystems* 7:7. doi.10.1186/s40663-020-0216-9
- Del Grosso SJ, Parton WJ (2012) Climate Change Increases Soil Nitrous Oxide Emissions. *New Phytologist* 196(2):327–328. doi.10.1111/j.1469-8137.2012.04334.x
- Dier M, Sickora J, Erbs M, Weigel H-J, Zörb C, Manderscheid R (2019) Positive Effects of Free Air CO₂ Enrichment on N Remobilization and Postanthesis N Uptake in Winter Wheat. *Field Crops Research* 234:107–118. doi.10.1016/j.fcr.2019.02.013
- Dlugokencky EJ, Nisbet EG, Fisher R, Lowry D (2011) Global Atmospheric Methane: Budget, Changes and Dangers. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 369(1943):2058–2072. doi.10.1098/rsta.2010.0341
- Dlugokencky E, NOAA/GML (2021a) Trends in Atmospheric Methane. Доступно на: https://gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/, Приступљено: 30. јануар 2022
- Dlugokencky E, NOAA/GML (2021b) Trends in Atmospheric Nitrous Oxide. Доступно на: https://gml.noaa.gov/ccgg/trends_n2o/, Приступљено: 30. јануар 2022

- Dlugokencky E, Tans P, NOAA/GML (2021) Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. Доступно на: <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>, Приступљено: 30. јануар 2022
- Domínguez-Castro F, Reig F, Vicente-Serrano SM, Aguilar E, Peña-Angulo D, Noguera I, Revuelto J, van der Schrier G, El Kenawy AM (2020) A Multidecadal Assessment of Climate Indices over Europe. *Scientific Data* 7:125. doi.10.1038/s41597-020-0464-0
- Donat MG, Alexander LV (2012) The Shifting Probability Distribution of Global Daytime and Night-Time Temperatures. *Geophysical Research Letters* 39(14):L14707. doi.10.1029/2012GL052459
- Donat MG, Alexander LV, Yang H, Durre I, Vose R, Dunn RJH, Willett KM, Aguilar E, Brunet M, Caesar J, Hewitson B, Jack C, Klein Tank AMG, Kruger AC, Marengo J, Peterson TC, Renom M, Oria Rojas C, Rusticucci M, Salinger J, Elrayah AS, Sekele SS, Srivastava AK, Trewin B, Villarroel C, Vincent LA, Zhai P, Zhang X, Kitching S (2013) Updated Analyses of Temperature and Precipitation Extreme Indices Since the Beginning of the Twentieth Century: The Hadex2 Dataset. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(5):2098–2118. doi.10.1002/jgrd.50150
- Donat MG, Lowry AL, Alexander LV, O’Gorman PA, Maher N (2016) More Extreme Precipitation in the World’s Dry and Wet Regions. *Nature Climate Change* 6(5):508–513. doi.10.1038/nclimate2941
- Dong J, Gruda N, Lam SK, Li X, Duan Z (2018) Effects of Elevated CO₂ on Nutritional Quality of Vegetables: A Review. *Frontiers in Plant Science* 9:924. doi.10.3389/fpls.2018.00924
- Dong S, Sun Y, Aguilar E, Zhang X, Peterson TC, Song L, Zhang Y (2018) Observed Changes in Temperature Extremes over Asia and Their Attribution. *Climate Dynamics* 51:339–353. doi.10.1007/s00382-017-3927-z
- Donnelly A, Caffarra A, O’Neill BF (2011) A Review of Climate-Driven Mismatches Between Interdependent Phenophases in Terrestrial and Aquatic Ecosystems. *International Journal of Biometeorology* 55(6):805–817. doi.10.1007/s00484-011-0426-5
- Dore MHI (2005) Climate Change and Changes in Global Precipitation Patterns: What Do We Know? *Environment International* 31(8):1167–1181. doi.10.1016/j.envint.2005.03.004
- Drake JE, Gallet-Budynek A, Hofmockel KS, Bernhardt ES, Billings SA, Jackson RB, Johnsen KS, Lichter J, McCarthy HR, McCormack ML, Moore DJP, Oren R, Palmroth S, Phillips RP, Phippen JS, Pritchard SG, Treseder KK, Schlesinger WH, Delucia EH, Finzi AC (2011) Increases in the Flux of Carbon Belowground Stimulate Nitrogen Uptake and Sustain the Long-Term Enhancement of Forest Productivity Under Elevated CO₂. *Ecology Letters* 14(4):349–357. doi.10.1111/j.1461-0248.2011.01593.x
- Drkenda P, Musić O, Marić S, Jevremović D, Radičević S, Hudina M, Hodžić S, Kunz A, Blanke MM (2018) Comparison of Climate Change Effects on Pome and Stone

- Fruit Phenology Between Balkan Countries and Bonn/Germany. *Erwerbs-Obstbau* 60(4):295–304. doi.10.1007/s10341-018-0373-y
- Duveneck MJ, Thompson JR (2017) Climate Change Imposes Phenological Trade-Offs on Forest Net Primary Productivity. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 122(9):2298–2313. doi.10.1002/2017JG004025
- Dullinger S, Gattringer A, Thuiller W, Moser D, Zimmermann NE, Guisan A, Willner W, Plutzer C, Leitner M, Mang T, Caccianiga M, Dirnböck T, Ertl S, Fischer A, Lenoir J, Svenning J-C, Psomas A, Schmatz DR, Silc U, Vittoz P, Hülber K (2012) Extinction Debt of High-Mountain Plants Under Twenty-First-Century Climate Change. *Nature Climate Change* 2(8):619–622. doi.10.1038/nclimate1514
- Dumitrescu A, Bojariu R, Birsan MV, Marin L, Manea A (2015) Recent Climatic Changes in Romania from Observational Data (1961–2013). *Theoretical and Applied Climatology* 122(1–2):111–119. doi.10.1007/s00704-014-1290-0
- Dunn RJH, Alexander LV, Donat MG, Zhang X, Bador M, Herold N, Lippmann T, Allan R, Aguilar E, Barry AA, Brunet M, Caesar J, Chagnaud G, Cheng V, Cinco T, Durre I, de Guzman R, Mar Htay T, Ibadullah WMW, Ibrahim MKIB, Khoshkam M, Kruger A, Kubota H, Leng TW, Lim G, Li-Sha L, Marengo J, Mbatha S, McGree S, Menne M, de los Milagros Skansi M, Ngwenya S, Nkrumah F, Oonariya C, Pabon-Caicedo JD, Panthou G, Pham C, Rahimzadeh F, Ramos A, Salgado E, Salinger J, Sané Y, Sopaheluwakan A, Srivastava A, Sun Y, Timbal B, Trachow N, Trewin B, van der Schrier G, Vazquez-Aguirre J, Vasquez R, Villarroel C, Vincent L, Vischel T, Vose R, Yussuf MNABH (2020) Development of an Updated Global Land in Situ-Based Data Set of Temperature and Precipitation Extremes: HadEX3. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125:e2019JD032263. doi.10.1029/2019JD032263
- Dunn RJH, Aldred F, Gobron N, Miller JB, Willett KM (eds) (2022) Global Climate. In: Blunden J, Boyer T (eds) *State of the Climate in 2021*. *Bulletin of the American Meteorological Society* 103(8):S11–S142. doi.10.1175/BAMS-D-22-0092.1
- Ekholm A, Tack AJM, Bolmgren K, Roslin T (2019) The Forgotten Season: The Impact of Autumn Phenology on a Specialist Insect Herbivore Community on Oak. *Ecological Entomology* 44(3):425–435. doi.10.1111/een.12719
- Estiarte M, Peñuelas J (2015) Alteration of the Phenology of Leaf Senescence and Fall in Winter Deciduous Species by Climate Change: Effects on Nutrient Proficiency. *Global Change Biology* 21(3):1005–1017. doi.10.1111/gcb.12804
- Žebre M, Colucci RR, Giorgi F, Glasser NF, Racoviteanu AE, Del Gobbo C (2021) 200 Years of Equilibrium-Line Altitude Variability Across the European Alps (1901–2100). *Climate Dynamics* 56:1183–1201. doi.10.1007/s00382-020-05525-7
- Zeder J, Fischer EM (2020) Observed Extreme Precipitation Trends and Scaling in Central Europe. *Weather and Climate Extremes* 29:100266. doi.10.1016/j.wace.2020.100266

- Zolina O, Simmer C, Gulev SK, Kollet S (2010) Changing Structure of European Precipitation: Longer Wet Periods Leading to More Abundant Rainfalls. *Geophysical Research Letters* 37:L06704. doi.10.1029/2010GL042468
- Zscheischler J, Westra S, Van Den Hurk BJJM, Seneviratne SI, Ward PJ, Pitman A, Aghakouchak A, Bresch DN, Leonard M, Wahl T, Zhang X (2018) Future Climate Risk from Compound Events. *Nature Climate Change* 8(6):469–477. doi.10.1038/s41558-018-0156-3
- Zhang P, Ren G, Xu Y, Wang XL, Qin Y, Sun X, Ren Y (2019) Observed Changes in Extreme Temperature over the Global Land Based on a Newly Developed Station Daily Dataset. *Journal of Climate* 32(24):8489–8509. doi.10.1175/JCLI-D-18-0733.1
- Zhang R, Sun C, Zhu J, Zhang R, Li W (2020) Increased European Heat Waves in Recent Decades in Response to Shrinking Arctic Sea Ice and Eurasian Snow Cover. *npj Climate and Atmospheric Science* 3:7. doi.10.1038/s41612-020-0110-8
- Zhang X, Wan H, Zwiers FW, Hegerl GC, Min S-K (2013) Attributing Intensification of Precipitation Extremes to Human Influence. *Geophysical Research Letters* 40(19):5252–5257. doi.10.1002/grl.51010
- Zhang X, Cong Z (2014) Trends of Precipitation Intensity and Frequency in Hydrological Regions of China from 1956 to 2005. *Global and Planetary Change* 117:40–51. doi.10.1016/j.gloplacha.2014.03.002
- Zhao Y, Qian C, Zhang W, He D, Qi Y (2021) Extreme Temperature Indices in Eurasia in a CMIP6 Multi-Model Ensemble: Evaluation and Projection. *International Journal of Climatology* 41(11):5368–5385. doi.10.1002/joc.7134
- Zhou B, Wen QH, Xu Y, Song L, Zhang X (2014) Projected Changes in Temperature and Precipitation Extremes in China by the CMIP5 Multimodel Ensembles. *Journal of Climate* 27(17):6591–6611. doi.10.1175/JCLI-D-13-00761.1
- Zhu Z, Piao S, Myneni RB, Huang M, Zeng Z, Canadell JG, Ciais P, Sitch S, Friedlingstein P, Arneeth A, Cao C, Cheng L, Kato E, Koven C, Li Y, Lian X, Liu Y, Liu R, Mao J, Pan Y, Peng S, Peñuelas J, Poulter B, Pugh TAM, Stocker BD, Viovy N, Wang X, Wang Y, Xiao Z, Yang H, Zaehle S, Zeng N (2016) Greening of the Earth and Its Drivers. *Nature Climate Change* 6(8):791–795. doi.10.1038/nclimate3004
- Ibanez I, Primack RB, Miller-Rushing AJ, Ellwood E, Higuchi H, Lee SD, Kobori H, Silander JA (2010) Forecasting Phenology Under Global Warming. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 365(1555):3247–3260. doi.10.1098/rstb.2010.0120
- Idso CD (2012) The State of Earth's Terrestrial Biosphere: How is It Responding to Rising Atmospheric CO₂ and Warmer Temperatures? Center for the Study of Carbon Dioxide and Global Change. Доступно на: <http://www.co2-science.org/education/reports/greening/TheStateofEarthsTerrestrialBiosphere.pdf>., Приступљено: 16. новембар 2016

- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp 1535
- Intergovernmental Panel on Climate Change (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* [Core Writing Team, Pachauri RK, Meyer LA (eds)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, pp 151
- Ionita M, Tallaksen LM, Kingston DG, Stagge JH, Laaha G, Van Lanen HAJ, Scholz P, Chelcea SM, Haslinger K (2017) The European 2015 Drought from a Climatological Perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* 21:1397–1419. doi.10.5194/hess-21-1397-2017
- Javadinejad S, Eslamian S, Ostad-Ali-Askari K (2019) Investigation of Monthly and Seasonal Changes of Methane Gas with Respect to Climate Change Using Satellite Data. *Applied Water Science* 9(8):180. doi.10.1007/s13201-019-1067-9
- Jeong SJ, Ho CH, Gim HJ, Brown ME (2011) Phenology Shifts at Start vs. End of Growing Season in Temperate Vegetation over the Northern Hemisphere for the Period 1982–2008. *Global Change Biology* 17(7):2385–2399. doi.10.1111/j.1365-2486.2011.02397.x
- Ji Y, Zhou G, Luo T, Dan Y, Zhou L, Lv X (2020) Variation of Net Primary Productivity and Its Drivers in China's Forests During 2000–2018. *Forest Ecosystems* 7(1):15. doi.10.1186/s40663-020-00229-0
- Jones GS, Stott PA, Mitchell JFB (2016) Uncertainties in the Attribution of Greenhouse Gas Warming and Implications for Climate Prediction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121(12):6969–6992. doi.10.1002/2015JD024337
- Juknys R, Kanapickas A, Šveikauskaitė I, Sujetovienė G (2016) Response of Deciduous Trees Spring Phenology to Recent and Projected Climate Change in Central Lithuania. *International Journal of Biometeorology* 60(10):1589–1602. doi.10.1007/s00484-016-1149-4
- Kappelle M, Van Vuuren MMI, Baas P (1999) Effects of Climate Change on Biodiversity: A Review and Identification of Key Research Issues. *Biodiversity and Conservation* 8(10):1383–1397. doi.10.1023/A:1008934324223
- Karmalkar AV, Bradley RS (2017) Consequences of Global Warming of 1.5°C and 2°C for Regional Temperature and Precipitation Changes in the Contiguous United States. *PLoS ONE* 12(1):e0168697. doi.10.1371/journal.pone.0168697
- Keenan TF, Hollinger DY, Bohrer G, Dragoni D, Munger JW, Schmid HP, Richardson AD (2013) Increase in Forest Water-Use Efficiency as Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations Rise. *Nature* 499(7458):324–327. doi.10.1038/nature12291

- Keenan TF, Riley WJ (2018) Greening of the Land Surface in the World's Cold Regions Consistent with Recent Warming. *Nature Climate Change* 8(9):825–828. doi.10.1038/s41558-018-0258-y
- Keenan TF, Williams CA (2018) The Terrestrial Carbon Sink. *Annual Review of Environment and Resources* 43:219–243. doi.10.1146/annurev-environ-102017-030204
- Kelly AE, Goulden ML (2008) Rapid Shifts in Plant Distribution with Recent Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 105(33):11823–11826. doi.10.1073/pnas.0802891105
- Kim I-W, Oh J, Woo S, Kripalani RH (2019) Evaluation of Precipitation Extremes over the Asian Domain: Observation and Modelling Studies. *Climate Dynamics* 52:1317–1342. doi.10.1007/s00382-018-4193-4
- Kim WM, Raible CC (2021) Dynamics of the Mediterranean Droughts from 850 to 2099 CE in the Community Earth System Model. *Climate of the Past* 17(2):887–911. doi.10.5194/cp-17-887-2021
- Kioutsoukis I, Melas D, Zerefos C (2010) Statistical Assessment of Changes in Climate Extremes over Greece (1955–2002) *International Journal of Climatology* 30(11):1723–1737. doi.10.1002/joc.2030
- Klein Tank AMG, Können GP (2003) Trends Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate* 16(22):3665–3680. doi.10.1175/1520-0442(2003)016<3665:TIODT>2.0.CO;2
- Koh LP, Dunn RR, Sodhi NS, Colwell RK, Proctor HC, Smith VS (2004) Species Coextinctions and the Biodiversity Crisis. *Science* 305(5690):1632–1634. doi.10.1126/science.1101101
- Kolářová E, Nekovář J, Adamík P (2014) Long-Term Temporal Changes in Central European Tree Phenology (1946–2010) Confirm the Recent Extension of Growing Seasons. *International Journal of Biometeorology* 58:1739–1748. doi.10.1007/s00484-013-0779-z
- Krauskopf T, Huth R (2020) Temperature Trends in Europe: Comparison of Different Data Sources. *Theoretical and Applied Climatology* 139:1305–1316. doi.10.1007/s00704-019-03038-w
- Kruger AC, Nxumalo M (2017) Surface Temperature Trends from Homogenized Time Series in South Africa: 1931–2015. *International Journal of Climatology* 37(5):2364–2377. doi.10.1002/joc.4851
- Kudo G, Nishikawa Y, Kasagi T, Kosuge S (2004) Does Seed Production of Spring Ephemerals Decrease When Spring Comes Early? *Ecological Research* 19(2):255–259. doi.10.1111/j.1440-1703.2003.00630.x
- Kullman L (2010) One Century of Treeline Change and Stability – Experiences from the Swedish Scandes. *Landscape Online* 17:1–31. doi.10.3097/LO.2010-17
- Kuussaari M, Bommarco R, Heikkinen RK, Helm A, Krauss J, Lindborg R, Öckinger E, Pärtel M, Pino J, Rodà F, Stefanescu C, Teder T, Zobel M, Steffan-Dewenter I (2009) Extinction Debt: A Challenge for Biodiversity Conservation. *Trends in Ecology & Evolution* 24(10):564–571. doi.10.1016/j.tree.2009.04.011

- Kharouba HM, Ehrlén J, Gelmand A, Bolmgren K, Allen JM, Travers SE, Wolkovich EM (2018) Global Shifts in the Phenological Synchrony of Species Interactions over Recent Decades. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 115(20):5211–5216. doi.10.1073/pnas.1714511115
- Kwiatkowski L, Torres O, Bopp L, Aumont O, Chamberlain M, Christian JR, Dunne JP, Gehlen M, Ilyina T, John JG, Lenton A, Li H, Lovenduski N, Orr JC, Palmieri J, Santana-Falcón Y, Schwinger J, Séférian R, Stock C, Tagliabue A, Takano Y, Tjiputra J, Toyama K, Tsujino H, Watanabe M, Yamamoto A, Yool A, Ziehn T (2020) Twenty-First Century Ocean Warming, Acidification, Deoxygenation, and Upper-Ocean Nutrient and Primary Production Decline from CMIP6 Model Projections. *Biogeosciences* 17:3439–3470. doi.10.5194/bg-17-3439-2020
- Lakatos M, Bihari Z, Szentimrey T, Spinoni J, Szalai S (2016) Analyses of Temperature Extremes in the Carpathian Region in the Period 1961–2010. *Időjárás* 120(1):41–51
- Lamprecht A, Semenchuk PR, Steinbauer K, Winkler M, Pauli H (2018) Climate Change Leads to Accelerated Transformation of High-Elevation Vegetation in the Central Alps. *New Phytologist* 220:447–459. doi.10.1111/nph.15290
- Lapenis A, Henry H, Vuille M, Mower J (2014) Climatic Factors Controlling Plant Sensitivity to Warming. *Climatic Change* 122:723–734. doi.10.1007/s10584-013-1010-2
- Le Quéré C, Raupach MR, Canadell JG, Marland G, Bopp L, Ciais P, Conway TJ, Doney SC, Feely RA, Foster P, Friedlingstein P, Gurney K, Houghton RA, House JI, Huntingford C, Levy PE, Lomas MR, Majkut J, Metzl N, Ometto JP, Peters GP, Prentice IC, Randerson JT, Running SW, Sarmiento JL, Schuster U, Sitch S, Takahashi T, Viovy N, van der Werf GR, Woodward FI (2009) Trends in the Sources and Sinks of Carbon Dioxide. *Nature Geoscience* 2(12):831–836. doi.10.1038/ngeo689
- Le Quéré C, Jackson RB, Jones MW, Smith AJP, Abernethy S, Andrew RM, De-Gol AJ, Willis DR, Shan Y, Canadell JG, Friedlingstein P, Creutzig F, Peters GP (2020) Temporary Reduction in Daily Global CO₂ Emissions During the COVID-19 Forced Confinement. *Nature Climate Change* 10(7):647–653. doi.10.1038/s41558-020-0797-x
- Leakey ADB, Ainsworth EA, Bernacchi CJ, Rogers A, Long SP, Ort DR (2009) Elevated CO₂ Effects on Plant Carbon, Nitrogen, and Water Relations: Six Important Lessons from FACE. *Journal of Experimental Botany* 60(10):2859–2876. doi.10.1093/jxb/erp096
- Lévesque M, Saurer M, Siegwolf R, Eilmann B, Brang P, Bugmann H, Rigling A (2013) Drought Response of Five Conifer Species Under Contrasting Water Availability Suggests High Vulnerability of Norway Spruce and European Larch. *Global Change Biology* 19(10):3184–3199. doi.10.1111/gcb.12268
- Lenoir J, Gégout JC, Marquet PA, de Ruffray P, Brisse H (2008) A Significant Upward Shift in Plant Species Optimum Elevation During the 20th Century. *Science* 320(5884):1768–1771. doi.10.1126/science.1156831

- Leonelli G, Pelfini M, Morra di Cella U, Garavaglia V (2011) Climate Warming and the Recent Treeline Shift in the European Alps: The Role of Geomorphological Factors in High-Altitude Sites. *Ambio* 40(3):264–273. doi.10.1007/s13280-010-0096-2
- Leuenberger M, Siegenthaler U (1992) Ice-Age Atmospheric Concentration of Nitrous Oxide from an Antarctic Ice Core. *Nature* 360(6403):449–451. doi.10.1038/360449a0
- Li C, Fang Y, Caldeira K, Zhang X, Diffenbaugh NS, Michalak AM (2018) Widespread Persistent Changes to Temperature Extremes Occurred Earlier Than Predicted. *Scientific Reports* 8:1007. doi.10.1038/s41598-018-19288-z
- Li C, Zwiers F, Zhang X, Li G, Sun Y, Wehner M (2021) Changes in Annual Extremes of Daily Temperature and Precipitation in CMIP6 Models. *Journal of Climate* 34(9):3441–3460. doi.10.1175/JCLI-D-19-1013.1
- Li P, Peng C, Zhang J, Wang M, Zhang J, Ding J, Zhou X, Zhu Q (2020) Change in Autumn Vegetation Phenology and the Climate Controls from 1982 to 2012 on the Qinghai-Tibet Plateau. *Frontiers in Plant Science* 10:1677. doi.10.3389/fpls.2019.01677
- Li Q, Sun W, Huang B, Dong W, Wang X, Zhai P, Jones P (2020) Consistency of Global Warming Trends Strengthened Since 1880s. *Science Bulletin* 65(20):1685–1774. doi.10.1016/j.scib.2020.06.009
- Liberato MLR, Montero I, Gouveia C, Russo A, Ramos AM, Trigo RM (2021) Rankings of Extreme and Widespread Dry and Wet Events in the Iberian Peninsula Between 1901 and 2016. *Earth System Dynamics* 12:197–210. doi.10.5194/esd-12-197-2021
- Liu L, Zhang X (2020) Effects of Temperature Variability and Extremes on Spring Phenology Across the Contiguous United States from 1982 to 2016. *Scientific Reports* 10:17952. doi.10.1038/s41598
- Liu Q, Piao S, Janssens IA, Fu Y, Peng S, Lian X, Ciais P, Myneni RB, Peñuelas J, Wang T (2018) Extension of the Growing Season Increases Vegetation Exposure to Frost. *Nature Communications* 9:426. doi.10.1038/s41467-017-02690-y
- Liu YY, van Dijk AIJM, de Jeu RAM, Canadell JG, McCabe MF, Evans JP, Wang G (2015) Recent Reversal in Loss of Global Terrestrial Biomass. *Nature Climate Change* 5(5):470–474. doi.10.1038/nclimate2581
- Loeb NG, Johnson GC, Thorsen TJ, Lyman JM, Rose FG, Kato S (2021) Satellite and Ocean Data Reveal Marked Increase in Earth's Heating Rate. *Geophysical Research Letters* 48(13):e2021GL093047. doi.10.1029/2021GL093047
- Lorenz R, Stalhandske Z, Fischer EM (2019) Detection of a Climate Change Signal in Extreme Heat, Heat Stress, and Cold in Europe from Observations. *Geophysical Research Letters* 46(14):8363–8374. doi.10.1029/2019GL082062
- Łupikasza EB (2017) Seasonal Patterns and Consistency of Extreme Precipitation Trends in Europe, December 1950 to February 2008. *Climate Research* 72(3):217–237. doi.10.3354/cr01467

- Luterbacher J, Dietrich D, Xoplaki E, Grosjean M, Wanner H (2004) European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science* 303(5663):1499–1503. doi.10.1126/science.1093877
- Luterbacher J, Werner JP, Smerdon JE, Fernández-Donado L, González-Rouco FJ, Barriopedro D, Ljungqvist FC, Büntgen U, Zorita E, Wagner S, Esper J, McCarroll D, Toreti A, Frank D, Jungclaus JH, Barriendos M, Bertolin C, Bothe O, Brázdil R, Camuffo D, Dobrovolný P, Gagen M, García-Bustamante E, Ge Q, Gómez-Navarro JJ, Guiot J, Hao Z, Hegerl GC, Holmgren K, Klimentko VV, Martín-Chivelet J, Pfister C, Roberts N, Schindler A, Schurer A, Solomina O, von Gunten L, Wahl E, Wanner H, Wetter O, Xoplaki E, Yuan N, Zanchettin D, Zhang H, Zerefos C (2016) European Summer Temperatures Since Roman Times. *Environmental Research Letters* 11(2):024001. doi.10.1088/1748-9326/11/2/024001
- Ma Q, Huang JG, Hänninen H, Berninger F (2019) Divergent Trends in the Risk of Spring Frost Damage to Trees in Europe with Recent Warming. *Global Change Biology* 25(1):351–360. doi.10.1111/gcb.14479
- MacDonald GM, Kremenetski KV, Beilman DW (2008) Climate Change and the Northern Russian Treeline Zone. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 363:2285–2299. doi.10.1098/rstb.2007.2200
- Maibach E, Myers T, Leiserowitz A (2014) Climate Scientists Need to Set the Record Straight: There is a Scientific Consensus That Human-Caused Climate Change is Happening. *Earth's Future* 2(5):295–298. doi.10.1002/2013EF000226
- Malhi Y, Franklin J, Seddon N, Solan M, Turner MG, Field CB, Knowlton N (2020) Climate Change and Ecosystems: Threats, Opportunities and Solutions. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 375:20190104. doi.10.1098/rstb.2019.0104
- Malinovic-Milicevic S, Radovanovic MM, Stanojevic G, Milovanovic B (2016) Recent Changes in Serbian Climate Extreme Indices from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology* 124(3):1089–1098. doi.10.1007/s00704-015-1491-1
- Mann ME, Rahmstorf S, Steinman BA, Miller SK (2016) The Likelihood of Recent Record Warmth. *Nature Scientific Reports* 6:19831. doi.10.1038/srep19831
- Mann ME, Miller SK, Rahmstorf S, Steinman BA, Tingley M (2017) Record Temperature Streak Bears Anthropogenic Fingerprint. *Geophysical Research Letters* 44(15):7936–7944. doi.10.1002/2017GL074056
- Mao J, Ribes A, Yan B, Shi X, Thornton PE, Séférian R, Ciais P, Myneni RB, Douville H, Piao S, Zhu Z, Dickinson RE, Dai Y, Ricciuto DM, Jin M, Hoffman FM, Wang B, Huang M, Lian X (2016) Human-Induced Greening of the Northern Extratropical Land Surface. *Nature Climate Change* 6(10):959–963. doi.10.1038/nclimate3056
- Mathbout S, Lopez-Bustins JA, Royé D, Martin-Vide J, Bech J, Rodrigo FS (2018) Observed Changes in Daily Precipitation Extremes at Annual Timescale over the Eastern Mediterranean During 1961–2012. *Pure and Applied Geophysics* 175:3875–3890. doi.10.1007/s00024-017-1695-7

- Meehl GA, Tebaldi C, Adams-Smith D (2016) US Daily Temperature Records Past, Present, and Future. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 113(49):13977–13982. doi.10.1073/pnas.1606117113
- Meinshausen M, Vogel E, Nauels A, Lorbacher K, Meinshausen N, Etheridge DM, Fraser PJ, Montzka SA, Rayner PJ, Trudinger CM, Krummel PB, Beyerle U, Canadell JG, Daniel JS, Enting IG, Law RM, Lunder CR, O’Doherty S, Prinn RG, Reimann S, Rubino M, Velders GJM, Vollmer MK, Wang RHJ, Weiss R (2017) Historical Greenhouse Gas Concentrations for Climate Modelling (CMIP6). *Geoscientific Model Development* 10(5):2057–2116. doi.10.5194/gmd-10-2057-2017
- Meinshausen M, Nicholls ZRJ, Lewis J, Gidden MJ, Vogel E, Freund M, Beyerle U, Gessner C, Nauels A, Bauer N, Canadell JG, Daniel JS, John A, Krummel PB, Luderer G, Meinshausen N, Montzka SA, Rayner PJ, Reimann S, Smith SJ, van den Berg M, Velders GJM, Vollmer MK, Wang RHJ (2020) The Shared Socio-Economic Pathway (SSP) Greenhouse Gas Concentrations and Their Extensions to 2500. *Geoscientific Model Development* 13(8):3571–3605. doi.10.5194/gmd-13-3571-2020
- Meng L, Mao J, Zhou Y, Richardson AD, Lee X, Thornton PE, Ricciuto DM, Li X, Dai Y, Shi X, Jia G (2020) Urban Warming Advances Spring Phenology but Reduces the Response of Phenology to Temperature in the Conterminous United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 117(8):4228–4233. doi.10.1073/pnas.1911117117
- Menzel A, Sparks TH, Estrella N, Koch E, Aasa A, Ahas R, Alm-Kübler K, Bissolli P, Braslavská O, Briede A, Chmielewski FM, Crepinsek Z, Curnel Y, Dahl Å, Defila C, Donnelly A, Filella Y, Jatczak K, Måge F, Mestre A, Nordli Ø, Peñuelas J, Pirinen P, Remišová V, Scheifinger H, Striz M, Susnik A, Van Vliet AJH, Wielgolaski F-E, Zach S, Züst A (2006) European Phenological Response to Climate Change Matches the Warming Pattern. *Global Change Biology* 12(10):1969–1976. doi.10.1111/j.1365-2486.2006.01193.x
- Menzel A, Yuan Y, Matiu M, Sparks T, Scheifinger H, Gehrig R, Estrella N (2020) Climate Change Fingerprints in Recent European Plant Phenology. *Global Change Biology* 26(4):2599–2612. doi.10.1111/gcb.15000
- Milošević DD, Savić SM, Stankov U, Žiberna I, Pantelić MM, Dolinaj D, Leščešen I (2017) Maximum Temperatures over Slovenia and Their Relationship with Atmospheric Circulation Patterns. *Geografie* 122(1):1–20. doi.10.37040/geografie2017122010001
- Min SK, Zhang X, Zwiers F, Hegerl GC (2011) Human Contribution to More-Intense Precipitation Extremes. *Nature* 470(7334):378–381. doi.10.1038/nature09763
- McDowell NG, Allen CD, Anderson-Teixeira K, Aukema BH, Bond-Lamberty B, Chini L, Clark JS, Dietze M, Grossiord C, Hanbury-Brown A, Hurtt GC, Jackson RB, Johnson DJ, Kueppers L, Lichstein JW, Ogle K, Poulter B, Pugh TAM, Seidl R, Turner MG, Uriarte M, Walker AP, Xu C (2020) Pervasive Shifts in Forest

- Dynamics in a Changing World. *Science* 368(6494):eaaz9463. doi.10.1126/science.aaz9463
- McKinnon KA, Rhines A, Tingley MP, Huybers P (2016) The Changing Shape of Northern Hemisphere Summer Temperature Distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121(15):8849–8868. doi.10.1002/2016JD025292
- Naeem S, Duffy JE, Zavaleta E (2012) The Functions of Biological Diversity in an Age of Extinction. *Science* 336(6087):1401–1406. doi.10.1126/science.1215855
- New M, Hewitson B, Stephenson DB, Tsiga A, Kruger A, Manhique A, Gomez B, Coelho CAS, Masisi DN, Kululanga E, Mbambalala E, Adesina F, Saleh H, Kanyanga J, Adosi J, Bulane L, Fortunata L, Mdoka ML, Lajoie R (2006) Evidence of Trends in Daily Climate Extremes over Southern and West Africa. *Journal of Geophysical Research* 111:D14102. doi.10.1029/2005JD006289
- Nisbet EG, Manning MR, Dlugokencky EJ, Fisher RE, Lowry D, Michel SE, Lund Myhre C, Platt SM, Allen G, Bousquet P, Brownlow R, Cain M, France JL, Hermansen O, Hossaini R, Jones AE, Levin I, Manning AC, Myhre G, Pyle JA, Vaughn BH, Warwick NJ, White JWC (2019) Very Strong Atmospheric Methane Growth in the 4 Years 2014–2017: Implications for the Paris Agreement. *Global Biogeochemical Cycles* 33(3):318–342. doi.10.1029/2018GB006009
- Niskanen AKJ, Niittynen P, Aalto J, Väre H, Luoto M (2019) Lost at High Latitudes: Arctic and Endemic Plants Under Threat as Climate Warms. *Diversity and Distributions* 25(5):809–821. doi.10.1111/ddi.12889
- NOAA National Centers for Environmental Information (2021) State of the Climate: Global Climate Report for Annual 2020. Доступно на: <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/202013>, Приступљено: 28. фебруар 2022
- Paik S, Min S-K, Zhang X, Donat MG, King AD, Sun Q (2020) Determining the Anthropogenic Greenhouse Gas Contribution to the Observed Intensification of Extreme Precipitation. *Geophysical Research Letters* 47(12):e2019GL086875. doi.10.1029/2019GL086875
- Pan S, Pan N, Tian H, Friedlingstein P, Sitch S, Shi H, Arora VK, Haverd V, Jain AK, Kato E, Lienert S, Lombardozzi D, Nabel JEMS, Ottlé C, Poulter B, Zaehle S, Running SW (2020) Evaluation of Global Terrestrial Evapotranspiration Using State-Of-The-Art Approaches in Remote Sensing, Machine Learning and Land Surface Modeling. *Hydrology and Earth System Sciences* 24:1485–1509. doi.10.5194/hess-24-1485-2020
- Pan Y, Birdsey RA, Fang J, Houghton R, Kauppi PE, Kurz WA, Phillips OL, Shvidenko A, Lewis SL, Canadell JG, Ciais P, Jackson RB, Pacala SW, David McGuire A, Piao S, Rautiainen A, Sitch S, Hayes D (2011) A Large and Persistent Carbon Sink in the World's Forests. *Science* 333(6045):988–993. doi.10.1126/science.1201609
- Park IW, Ramirez-Parada T, Mazer SJ (2021) Advancing Frost Dates Have Reduced Frost Risk Among Most North American Angiosperms Since 1980. *Global Change Biology* 27(1):165–176. doi.10.1111/gcb.15380

- Parmesan C, Yohe G (2003) A Globally Coherent Fingerprint of Climate Change Impacts Across Natural Systems. *Nature* 421(6918):37–42. doi.10.1038/nature01286
- Parmesan C (2007) Influences of Species, Latitudes and Methodologies on Estimates of Phenological Response to Global Warming. *Global Change Biology* 13(9):1860–1872. doi.10.1111/j.1365-2486.2007.01404.x
- Parmesan C, Hanley ME (2015) Plants and Climate Change: Complexities and Surprises. *Annals of Botany* 116(6):849–864. doi.10.1093/aob/mcv169
- Pauli H, Gottfried M, Dullinger S, Abdaladze O, Akhalkatsi M, Luis Benito Alonso J, Coldea G, Dick J, Erschbamer B, Fernández Calzado R, Ghosn D, Holten JI, Kanka R, Kazakis G, Kollár J, Larsson P, Moiseev P, Moiseev D, Molau U, Molero Mesa J, Nagy L, Pelino G, Puşcaş M, Rossi G, Stanisci A, Syverhuset AO, Theurillat J-P, Tomaselli M, Unterluggauer P, Villar L, Vittoz P, Grabherr G (2012) Recent Plant Diversity Changes on Europe’s Mountain Summits. *Science* 336(6079):353–355. doi.10.1126/science.1219033
- Pearson KD (2019) Spring- and Fall-Flowering Species Show Diverging Phenological Responses to Climate in the Southeast USA. *International Journal of Biometeorology* 63:481–492. doi.10.1007/s00484-019-01679-0
- Peña-Angulo D, Reig-Gracia F, Domínguez-Castro F, Revuelto J, Aguilar E, van der Schrier G, Vicente-Serrano SM (2020) ECTACI: European Climatology and Trend Atlas of Climate Indices (1979–2017). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125(16):e2020JD032798. doi.10.1029/2020JD032798
- Peña-Ortiz C, Barriopedro D, García-Herrera R (2015) Multidecadal Variability of the Summer Length in Europe. *Journal of Climate* 28(13):5375–5388. doi.10.1175/JCLI-D-14-00429.1
- Penuelas J, Fernández-Martínez M, Vallicrosa H, Maspons J, Zuccarini P, Carnicer J, Sanders TGM, Krüger I, Obersteiner M, Janssens IA, Ciais P, Sardans J (2020) Increasing Atmospheric CO₂ Concentrations Correlate with Declining Nutritional Status of European Forests. *Communications Biology* 3:125. doi.10.1038/s42003-020-0839-y
- Perkins-Kirkpatrick SE, Lewis SC (2020) Increasing Trends in Regional Heatwaves. *Nature Communications* 11(1):3357. doi.10.1038/s41467-020-16970-7
- Piao S, Liu Q, Chen A, Janssens IA, Fu Y, Dai J, Liu L, Lian X, Shen M, Zhu X (2019) Plant Phenology and Global Climate Change: Current Progresses and Challenges. *Global Change Biology* 25(6):1922–1940. doi.10.1111/gcb.14619
- Pimm SL, Jenkins CN, Abell R, Brooks TM, Gittleman JL, Joppa LN, Raven PH, Roberts CM, Sexton JO (2014) The Biodiversity of Species and Their Rates of Extinction, Distribution, and Protection. *Science* 344(6187):1246752. doi.10.1126/science.1246752
- Pokorná L, Kučerová M, Huth R (2018) Annual Cycle of Temperature Trends in Europe, 1961–2000. *Global and Planetary Change* 170:146–162. doi.10.1016/j.gloplacha.2018.08.015

- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2017a) Trends in Extreme Temperature Indices in Bosnia and Herzegovina: A Case Study of Mostar. Гласник/Herald 21:107–132. doi.10.7251/HER2117107P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2017b) Trends in Frost Days in Bosnia and Herzegovina. Bulletin of the Serbian Geographical Society 97(1):35–55. doi.10.2298/GSGD1701035P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G, Ivanišević M (2017в) Trends in Extreme Daily Precipitation Indices in Bosnia and Herzegovina. Collection of Papers – Faculty of Geography at the University of Belgrade 65(1):5–24. doi.10.5937/zrgfub1765005P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2018a) Analysis of Changes in Extreme Climate Indices in Mostar. Гласник/Herald 22:79–102. doi.10.7251/HER2218079P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2018б) Analysis of Extreme Precipitation over the Peripannonian Region of Bosnia and Herzegovina. Időjárás 122(4):433–452. doi.10.28974/idojaras.2018.4.5
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2018в) Changes in Temperature Extremes in Bosnia and Herzegovina: A Fixed Thresholds-Based Index Analysis. Journal of the Geographical Institute „Jovan Cvijić“ SASA 68(1):17–33. doi.10.2298/IJGI1801017P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G, Ivanišević M (2018r) Recent Trends in Extreme Temperature Indices in Bosnia and Herzegovina. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 13(1):211–224. doi.10.26471/cjees/2018/013/019
- Popov T, Delić D (2019) Recent Climate Change in the Semberija Region – Impact on Agricultural Production. Гласник/Herald 23:35–58. doi.10.7251/HER1923035P
- Popov T, Gnjato S, Vajić D, Trbić G (2019a) Spatial Patterns of Precipitation in Bosnia and Herzegovina. Journal of the Geographical Institute „Jovan Cvijić“ SASA 69(3):185–195. doi.10.2298/IJGI1903185P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2019б) Changes in Extreme Temperature Indices over the Peripannonian Region of Bosnia and Herzegovina. Geografie 124(1):19–40. doi.10.37040/geografie2019124010019
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2019в) Changes in Precipitation over the East Herzegovina Region. Bulletin of the Serbian Geographical Society 99(1):29–44. doi.10.2298/GSGD1901029P
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2019r) Effects of Changes in Extreme Climate Events on Key Sectors in Bosnia and Herzegovina and Adaptation Options. In: Leal Filho W, Trbic G, Filipovic D (eds) Climate Change Adaptation in Eastern Europe – Managing Risks and Building Resilience to Climate Change, pp 213–228. Springer. doi.10.1007/978-3-030-03383-5_15
- Popov T, Gnjato S, Trbić G (2019д) Extreme Temperature and Precipitation Months in the East Herzegovina Region. Гласник/Herald 23:73–94. doi.10.7251/HER1923073P

- Popov T, Gnjato S, Trbić G, Ivanišević M (2019) Analysis of Extreme Precipitation Indices in the East Herzegovina (Bosnia and Herzegovina). *Journal of the Geographical Institute „Jovan Cvijić“ SASA* 69(1):1–16. doi.10.2298/IJGI1901001P
- Попов Т (2020) Утицај савремених климатских промјена на фитогеографска обиљежја Републике Српске. *Географско друштво Републике Српске, Бања Лука*, стр 291
- Popov T, Gnjato S, Trbić G, Ivanišević M (2021) Changes in Air Temperature over the East Herzegovina in the 1961–2016 Periods. *Гласник/Herald* 25:1–24. doi.10.7251/HER2125001P
- Pörtner HO, Scholes RJ, Agard J, Archer E, Arneeth A, Bai X, Barnes D, Burrows M, Chan L, Cheung WL, Diamond S, Donatti C, Duarte C, Eisenhauer N, Foden W, Gasalla MA, Handa C, Hickler T, Hoegh-Guldberg O, Ichii K, Jacob U, Insarov G, Kiessling W, Leadley P, Leemans R, Levin L, Lim M, Maharaj S, Managi S, Marquet PA, McElwee P, Midgley G, Oberdorff T, Obura D, Osman E, Pandit R, Pascual U, Pires APF, Popp A, Reyes-García V, Sankaran M, Settele J, Shin YJ, Sintayehu DW, Smith P, Steiner N, Strassburg B, Sukumar R, Trisos C, Val AL, Wu J, Aldrian E, Parmesan C, Pichs-Madruga R, Roberts DC, Rogers AD, Díaz S, Fischer M, Hashimoto S, Lavorel S, Wu N, Ngo HT (2021) Scientific Outcome of the IPBES-IPCC Co-Sponsored Workshop on Biodiversity and Climate Change. *IPBES Secretariat, Bonn*, pp 230
- Pretzsch H, Biber P, Schütze G, Uhl E, Rötzer T (2014) Forest Stand Growth Dynamics in Central Europe Have Accelerated Since 1870. *Nature Communications* 5(1):4967. doi.10.1038/ncomms5967
- Pretzsch H, Biber P, Schütze G, Kemmerer J, Uhl E (2018) Wood Density Reduced While Wood Volume Growth Accelerated in Central European Forests Since 1870. *Forest Ecology and Management* 429:589–616. doi.10.1016/j.foreco.2018.07.045
- Qian G, Li Q, Li C, Li H, Wang XL, Dong W, Jones P (2021) A Novel Statistical Decomposition of the Historical Change in Global Mean Surface Temperature. *Environmental Research Letters* 16(5):054057. doi.10.1088/1748-9326/abea34
- Radić V, Bliss A, Beedlow AC, Hock R, Miles E, Cogley JG (2014) Regional and Global Projections of Twenty-First Century Glacier Mass Changes in Response to Climate Scenarios from Global Climate Models. *Climate Dynamics* 42:37–58. doi.10.1007/s00382-013-1719-7
- Rajczak J, Schär C (2017) Projections of Future Precipitation Extremes over Europe: A Multimodel Assessment of Climate Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122(20):10773–10800. doi.10.1002/2017JD027176
- Raymond C, Horton RM, Zscheischler J, Martius O, AghaKouchak A, Balch J, Bowen SG, Camargo SJ, Hess J, Kornhuber K, Oppenheimer M, Ruane AC, Wahl T, White K (2020) Understanding and Managing Connected Extreme Events. *Nature Climate Change* 10(7):611–621. doi.10.1038/s41558-020-0790-4

- Raymond F, Ullmann A, Trambly Y, Drobinski P, Camberlin P (2019) Evolution of Mediterranean Extreme Dry Spells During the Wet Season Under Climate Change. *Regional Environmental Change* 19(8):2339–2351. doi.10.1007/s10113-019-01526-3
- Reay DS, Davidson EA, Smith KA, Smith P, Melillo JM, Dentener F, Crutzen PJ (2012) Global Agriculture and Nitrous Oxide Emissions. *Nature Climate Change* 2:410–416. doi.10.1038/nclimate1458
- Reid H (2006) Climate Change and Biodiversity in Europe. *Conservation and Society* 4(1):84–101
- Renner SS, Zohner CM (2018) Climate Change and Phenological Mismatch in Trophic Interactions Among Plants, Insects, and Vertebrates. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 49(1):165–182. doi.10.1146/annurev-ecolsys-110617-062535
- Rehnus M, Peláez M, Bollmann K (2020) Advancing Plant Phenology Causes an Increasing Trophic Mismatch in an Income Breeder Across a Wide Elevational Range. *Ecosphere* 11(6):e03144. doi.10.1002/ecs2.3144
- Reyer C, Lasch-Born P, Suckow F, Gutsch M, Murawski A, Pilz T (2013) Projections of Regional Changes in Forest Net Primary Productivity for Different Tree Species in Europe Driven by Climate Change and Carbon Dioxide. *Annals of Forest Science* 71(2):211–225. doi.10.1007/s13595-013-0306-8
- Ribes A, Zwiers FW, Azaïs J-M, Naveau P (2017) A New Statistical Approach to Climate Change Detection and Attribution. *Climate Dynamics* 48:367–386. doi.10.1007/s00382-016-3079-6
- Richardson AD, Keenan TF, Migliavacca M, Ryu Y, Sonnentag O, Toomey M (2013) Climate Change, Phenology, and Phenological Control of Vegetation Feedbacks to the Climate System. *Agricultural and Forest Meteorology* 169:156–173. doi.10.1016/j.agrformet.2012.09.012
- Richardson AD, Hufkens K, Milliman T, Aubrecht DM, Furze ME, Seyednasrollah B, Krassovski MB, Latimer JM, Nettles WR, Heiderman RR, Warren JM, Hanson PJ (2018) Ecosystem Warming Extends Vegetation Activity but Heightens Vulnerability to Cold Temperatures. *Nature* 560(7718):368–371. doi.10.1038/s41586-018-0399-1
- Roberts CM, O’Leary BC, Hawkins JP (2020) Climate Change Mitigation and Nature Conservation Both Require Higher Protected Area Targets. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 375(1794):20190121. doi.10.1098/rstb.2019.0121
- Román-Palacios C, Wiens JJ (2020) Recent Responses to Climate Change Reveal the Drivers of Species Extinction and Survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 117(8):4211–4217. doi.10.1073/pnas.1913007117
- Root TL, Price JT, Hall KR, Schneider SH, Rosenzweig C, Pounds JA (2003) Fingerprints of Global Warming on Wild Animals and Plants. *Nature* 421(6918):57–60. doi.10.1038/nature01333

- Rosenzweig C, Casassa G, Karoly DJ, Imeson A, Liu C, Menzel A, Rawlins S, Root TL, Seguin B, Tryjanowski P (2007) Assessment of Observed Changes and Responses in Natural and Managed Systems. In: Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (eds) *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp 79–131. Cambridge University Press
- Rubel F, Kottek M (2010) Observed and Projected Climate Shifts 1901–2100 Depicted by World Maps of the Köppen–Geiger Climate Classification. *Meteorologische Zeitschrift* 19(2):135–141. doi.10.1127/0941-2948/-2010/0430
- Ruml M, Gregorić E, Vujadinović M, Radovanović S, Matović G, Vuković A, Počuča V, Stojičić DJ (2017) Observed Changes of Temperature Extremes in Serbia over the Period 1961–2010. *Atmospheric Research* 183:26–41. doi.10.1016/j.atmosres.2016.08.013
- Russo S, Dosio A, Graversen RG, Sillmann J, Carrao H, Dunbar MB, Singleton A, Montagna P, Barbola P, Vogt JV (2014) Magnitude of Extreme Heat Waves in Present Climate and Their Projection in a Warming World. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119(22):12500–12512. doi.10.1002/2014JD022098
- Russo S, Sillmann J, Fischer EM (2015) Top Ten European Heat Waves Since 1950 and Their Occurrence in the Coming Decades. *Environmental Research Letters* 10(12):124003. doi.10.1088/1748-9326/10/12/124003
- Ruffault J, Curt T, Moron V, Trigo RM, Mouillot F, Koutsias N, Pimont F, Martin-StPaul N, Barbero R, Dupuy J-L, Russo A, Belhadj-Khedher C (2020) Increased Likelihood of Heat-Induced Large Wildfires in the Mediterranean Basin. *Scientific Reports* 10:13790. doi.10.1038/s41598-020-70069-z
- Samaniego L, Thober S, Kumar R, Wanders N, Rakovec O, Pan M, Zink M, Sheffield J, Wood EF, Marx A (2018) Anthropogenic Warming Exacerbates European Soil Moisture Droughts. *Nature Climate Change* 8(5):421–426. doi.10.1038/s41558-018-0138-5
- Sang W, Wang Y, Su H, Lu Z (2007) Response of Tree-Ring Width to Rainfall Gradient Along the Tianshan Mountains of Northwestern China. *Chinese Science Bulletin* 52(21):2954–2962. doi.10.1007/s11434-007-0443-2
- Saurer M, Spahni R, Frank DC, Joos F, Leuenberger M, Loader NJ, McCarroll D, Gagen M, Poulter B, Siegwolf RTW, Andreu-Hayles L, Boettger T, Dorado Liñán I, Fairchild IJ, Friedrich M, Gutierrez E, Haupt M, Hiltunen E, Heinrich I, Helle G, Grudd H, Jalkanen R, Levanič T, Linderholm HW, Robertson I, Sonninen E, Treydte K, Waterhouse JS, Woodley EJ, Wynn PM, Young GHF (2014) Spatial Variability and Temporal Trends in Water-Use Efficiency of European Forests. *Global Change Biology* 20(12):3700–3712. doi.10.1111/gcb.12717

- Saxe H, Cannell MGR, Johnsen Ø, Ryan MG, Vourlitis G (2001) Tree and Forest Functioning in Response to Global Warming. *New Phytologist* 149(3):369–400. doi.10.1046/j.1469-8137.2001.00057.x
- Selwood KE, McGeoch MA, MacNally R (2015) The Effects of Climate Change and Land-Use Change on Demographic Rates and Population Viability. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society* 90(3):837–853. doi.10.1111/brv.12136
- Seong M-G, Min S-K, Kim Y-H, Zhang X, Sun Y (2021) Anthropogenic Greenhouse Gas and Aerosol Contributions to Extreme Temperature Changes During 1951–2015. *Journal of Climate* 34(3):857–870. doi.10.1175/JCLI-D-19-1023.1
- Skarbit N, Ács F, Breuer H (2018) The Climate of the European Region During the 20th and 21st Centuries According to Feddema. *International Journal of Climatology* 38(5):2435–2448. doi.10.1002/joc.5346
- Smith CJ, Kramer RJ, Myhre G, Alterskjær K, Collins W, Sima A, Boucher O, Dufresne J-L, Nabat P, Michou M, Yukimoto S, Cole J, Paynter D, Shiogama H, O’Connor FM, Robertson E, Wiltshire A, Andrews T, Hannay C, Miller R, Nazarenko L, Kirkevåg A, Olivíe D, Fiedler S, Lewinschal A, Mackallah C, Dix M, Pincus R, Forster PM (2020) Effective Radiative Forcing and Adjustments in CMIP6 Models. *Atmospheric Chemistry and Physics* 20(16):9591–9618. doi.10.5194/acp-20-9591-2020
- Smith TT, Zaitchik BF, Gohlke JM (2013) Heat Waves in the United States: Definitions, Patterns and Trends. *Climatic Change* 118(3–4):811–825. doi.10.1007/s10584-012-0659-2
- Song X, Song Y, Chen Y (2020) Secular Trend of Global Drought Since 1950. *Environmental Research Letters* 15:094073. doi.10.1088/1748-9326/aba20d
- Spinoni J, Naumann G, Vogt JV (2017) Pan-European Seasonal Trends and Recent Changes of Drought Frequency and Severity. *Global and Planetary Change* 148:113–130. doi.10.1016/j.gloplacha.2016.11.013
- Spinoni J, Vogt JV, Naumann G, Barbosa P, Dosio A (2018) Will Drought Events Become More Frequent and Severe in Europe? *International Journal of Climatology* 38(4):1718–1736. doi.10.1002/joc.5291
- Spinoni J, Barbosa P, De Jager A, McCormick N, Naumann G, Vogt JV, Magni D, Masante D, Mazzeschi M (2019) A New Global Database of Meteorological Drought Events from 1951 to 2016. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 22:100593. doi.10.1016/j.ejrh.2019.100593
- Staddon PL, Reinsch S, Olsson PA, Ambus P, Lüscher A, Jakobsen I (2014) A Decade of Free-Air CO₂ Enrichment Increased the Carbon Throughput in a Grass-Clover Ecosystem but Did Not Drastically Change Carbon Allocation Patterns. *Functional Ecology* 28:538–545. doi.10.1111/1365-2435.12183
- Stöckli R, Vidale PL (2004) European Plant Phenology and Climate as Seen in a 20-Year AVHRR Land-Surface Parameter Dataset. *International Journal of Remote Sensing* 25(17):3303–3330. doi.10.1080/01431160310001618149

- Stott P, Good P, Jones G, Gillett N, Hawkins E (2013) The Upper end of Climate Model Temperature Projections is Inconsistent with Past Warming. *Environmental Research Letters* 8:014024. doi.10.1088/1748-9326/8/1/014024
- Strona G, Bradshaw CJA (2018) Co-Extinctions Annihilate Planetary Life During Extreme Environmental Change. *Scientific Reports* 8(1):16724. doi.10.1038/s41598-018-35068-1
- Studer S, Appenzeller C, Defila C (2005) Inter-Annual Variability and Decadal Trends in Alpine Spring Phenology: A Multivariate Analysis Approach. *Climatic Change* 73:395–414. doi.10.1007/s10584-005-6886-z
- Subotić J, Dukić V, Popov T, Trbić G, Maunaga Z, Petrović D (2020) Relationships Between Climatic Variables and Tree-Ring Width of Silver Fir (*Abies alba* Mill.) in Kozara National Park (Bosnia and Herzegovina). *SEEFOR – South-East European Forestry* 11(1):17–27. doi.10.15177/seeфор.20-05
- Suggitt AJ, Lister DG, Thomas CD (2019) Widespread Effects of Climate Change on Local Plant Diversity. *Current Biology* 29(17):2905–2911. doi.10.1016/j.cub.2019.06.079
- Sulikowska A, Wypych A (2021) Seasonal Variability of Trends in Regional Hot and Warm Temperature Extremes in Europe. *Atmosphere* 12(5):612. doi.10.3390/atmos12050612
- Sun G, Mu M (2018) Assessing the Characteristics of Net Primary Production Due to Future Climate Change and CO₂ Under RCP4.5 in China. *Ecological Complexity* 34:58–68. doi.10.1016/j.ecocom.2018.04.001
- Sun Q, Zhang X, Zwiers F, Westra S, Alexander LV (2021) A Global, Continental, and Regional Analysis of Changes in Extreme Precipitation. *Journal of Climate* 34(1):243–258. doi.10.1175/JCLI-D-19-0892.1
- Sun WB, Li Q, Huang B, Cheng J, Song Z, Li H, Dong W, Zhai P, Jones P (2021) The Assessment of Global Surface Temperature Change from 1850s: The C-LSAT2.0 Ensemble and the CMST-Interim Datasets. *Advances in Atmospheric Sciences* 38(5):875–888. doi.10.1007/s00376-021-1012-3
- Sung HM, Kim J, Shim S, Seo J, Kwon S-H, Sun M-A, Moon H, Lee J-H, Lim Y-J, Boo K-O, Kim Y, Lee J, Lee J, Kim J-S, Marzin C, Byun Y-H (2021) Climate Change Projection in the Twenty-First Century Simulated by NIMS-KMA CMIP6 Model Based on New GHGs Concentration Pathways. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* 57(4):851–862. doi.10.1007/s13143-021-00225-6
- Supari, Tangang F, Juneng L, Aldrian E (2017) Observed Changes in Extreme Temperature and Precipitation over Indonesia. *International Journal of Climatology* 37(4):1979–1997. doi.10.1002/joc.4829
- Sutanto SJ, Vitolo C, Di Napoli C, D’Andrea M, Van Lanen HAJ (2020) Heatwaves, Droughts, and Fires: Exploring Compound and Cascading Dry Hazards at the Pan-European Scale. *Environment International* 134:105276. doi.10.1016/j.envint.2019.105276

- Sheffield J, Wood EF (2008) Projected Changes in Drought Occurrence Under Future Global Warming from Multi-Model, Multi-Scenario, IPCC AR4 Simulations. *Climate Dynamics* 31:79–105. doi.10.1007/s00382-007-0340-z
- Sheffield J, Wood EF, Roderick ML (2012) Little Change in Global Drought over the Past 60 Years. *Nature* 491(7424):435–438. doi.10.1038/nature11575
- Schimel D, Stephens BB, Fisher JB (2015) Effect of Increasing CO₂ on the Terrestrial Carbon Cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 112(2):436–441. doi.10.1073/pnas.1407302112
- Schleuning M, Fründ J, Schweiger O, Welk E, Albrecht J, Albrecht M, Beil M, Benadi G, Blüthgen N, Bruelheide H, Böhning-Gaese K, Dehling DM, Dormann CF, Exeler N, Farwig N, Harpke A, Hickler T, Kratochwil A, Kuhlmann M, Kühn I, Michez D, Mudri-Stojnić S, Plein M, Rasmont P, Schwabe A, Settele J, Vujić A, Weiner CN, Wiemers M, Hof C (2016) Ecological Networks Are More Sensitive to Plant Than to Animal Extinction Under Climate Change. *Nature Communications* 7(1):13965. doi.10.1038/ncomms13965
- Schröder W, Schmidt G, Schönrock S (2014) Modelling and Mapping of Plant Phenological Stages as Bio-Meteorological Indicators for Climate Change. *Environmental Sciences Europe* 26:5. doi.10.1186/2190-4715-26-5
- Schwartz MD, Ahas, R, Aasa A (2006) Onset of Spring Starting Earlier Across the Northern Hemisphere. *Global Change Biology* 12(2):343–351. doi.10.1111/j.1365-2486.2005.01097.x
- Schweiger O, Biesmeijer JC, Bommarco R, Hickler T, Hulme PE, Klotz S, Kühn I, Moora M, Nielsen A, Ohlemüller R, Petanidou T, Potts SG, Pyšek P, Stout JC, Sykes MT, Tscheulin T, Vilà M, Walther GR, Westphal C, Winter M, Zobel M, Settele J (2010) Multiple Stressors on Biotic Interactions: How Climate Change and Alien Species Interact to Affect Pollination. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society* 85(4):777–795. doi.10.1111/j.1469-185X.2010.00125.x
- Swann ALS, Hoffman FM, Koven CD, Randerson JT (2016) Plant Responses to Increasing CO₂ Reduce Estimates of Climate Impacts on Drought Severity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 113(36):10019–10024. doi.10.1073/pnas.1604581113
- Tans P (2009) An Accounting of the Observed Increase in Oceanic and Atmospheric CO₂ and an Outlook for the Future. *Oceanography* 22(4):26–35. doi.10.5670/oceanog.2009.94
- Taub DR, Seeman JR, Coleman JS (2000) Growth in Elevated CO₂ Protects Photosynthesis Against High-Temperature Damage. *Plant, Cell and Environment* 23(6):649–656. doi.10.1046/j.1365-3040.2000.00574.x
- Tebaldi C, Debeire K, Eyring V, Fischer E, Fyfe J, Friedlingstein P, Knutti R, Lowe J, O'Neill B, Sanderson B, van Vuuren D, Riahi K, Meinshausen M, Nicholls Z, Tokarska KB, Hurtt G, Kriegler E, Lamarque J-F, Meehl G, Moss R, Bauer SE, Boucher O, Brovkin V, Byun Y-H, Dix M, Gualdi S, Guo H, John JG, Kharin S, Kim Y, Koshiro T, Ma L, Olivie D, Panickal S, Qiao F, Rong X, Rosenbloom N,

- Schupfner M, Séférian R, Sellar A, Semmler T, Shi X, Song Z, Steger C, Stouffer R, Swart N, Tachiiri K, Tang Q, Tatebe H, Voldoire A, Volodin E, Wyser K, Xin X, Yang S, Yu Y, Ziehn T (2021) Climate Model Projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6. *Earth System Dynamics* 12:253–293. doi.10.5194/esd-12-253-2021
- Terrer C, Jackson RB, Prentice IC, Keenan TF, Kaiser C, Vicca S, Fisher JB, Reich PB, Stocker BD, Hungate BA, Peñuelas J, McCallum I, Soudzilovskaia NA, Cernusak LA, Talhelm AF, Van Sundert K, Piao S, Newton PCD, Hovenden MJ, Blumenthal DM, Liu YY, Müller C, Winter K, Field CB, Viechtbauer W, Van Lissa CJ, Hoosbeek MR, Watanabe M, Koike T, Leshyk VO, Polley HW, Franklin O (2019) Nitrogen and Phosphorus Constrain the CO₂ Fertilization of Global Plant Biomass. *Nature Climate Change* 9(9):684–689. doi.10.1038/s41558-019-0545-2
- Tian H, Chen G, Lu C, Xu X, Ren W, Zhang B, Banger K, Tao B, Pan S, Liu M, Zhang C, Bruhwiler L, Wofsy S (2015) Global Methane and Nitrous Oxide Emissions from Terrestrial Ecosystems Due to Multiple Environmental Changes. *Ecosystem Health and Sustainability* 1(1):4. doi.10.1890/EHS14-0015.1
- Tian H, Lu C, Ciais P, Michalak AM, Canadell JG, Saikawa E, Huntzinger DN, Gurney KR, Sitch S, Zhang B, Yang J, Bousquet P, Bruhwiler L, Chen G, Dlugokencky E, Friedlingstein P, Melillo J, Pan S, Poulter B, Prinn R, Saunois M, Schwalm CR, Wofsy SC (2016) The Terrestrial Biosphere as a Net Source of Greenhouse Gases to the Atmosphere. *Nature* 531(7593):225–228. doi.10.1038/nature16946
- Tian H, Xu R, Canadell JG, Thompson RL, Winiwarter W, Suntharalingam P, Davidson EA, Ciais P, Jackson RB, Janssens-Maenhout G, Prather MJ, Regnier P, Pan N, Pan S, Peters GP, Shi H, Tubiello FN, Zaehle S, Zhou F, Arneeth A, Battaglia G, Berthet S, Bopp L, Bouwman AF, Buitenhuis ET, Chang J, Chipperfield MP, Dangal SRS, Dlugokencky E, Elkins JW, Eyre BD, Fu B, Hall B, Ito A, Joos F, Krummel PB, Landolfi A, Laruelle GG, Lauerwald R, Li W, Lienert S, Maavara T, MacLeod M, Millet DB, Olin S, Patra PK, Prinn RG, Raymond PA, Ruiz DJ, van der Werf GR, Vuichard N, Wang J, Weiss RF, Wells KC, Wilson C, Yang J, Yao Y (2020) A Comprehensive Quantification of Global Nitrous Oxide Sources and Sinks. *Nature* 586(7828):248–256. doi.10.1038/s41586-020-2780-0
- Tilman D, May RM, Lehman CL, Nowak MA (1994) Habitat Destruction and the Extinction Debt. *Nature* 371(6492):65–66. doi.10.1038/371065a0
- Tramblay Y, Koutroulis A, Samaniego L, Vicente-Serrano SM, Volaire F, Boone A, Le Page M, Llasat MC, Albergel C, Burak S, Cailleret M, Cindrić Kalin K, Davi H, Dupuy J-L, Greve P, Grillakis M, Hanich L, Jarlan L, Martin-St Paul N, Martínez-Vilalta J, Mouillot F, Pulido-Velazquez D, Quintana-Seguí P, Renard D, Turco M, Türkeş M, Trigo R, Vidal J-P, Vilagrosa A, Zribi M, Polcher J (2020) Challenges for Drought Assessment in the Mediterranean Region Under Future Climate Scenarios. *Earth-Science Reviews* 210:103348. doi.10.1016/j.earscirev.2020.103348

- Trbić G, Popov T, Gnjato S (2017) Analysis of Air Temperature Trends in Bosnia and Herzegovina. *Geographica Pannonica* 21(2):68–84. doi.10.18421/GP21.02-01
- Trenberth KE, Dai A, Rasmussen RM, Parsons DB (2003) The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84(9):1205–1218. doi.10.1175/BAMS-84-9-1205
- Trenberth KE (2011) Changes in Precipitation with Climate Change. *Climate Research* 47:123–138. doi.10.3354/cr00953
- Trewin B, Braganza K, Fawcett R, Grainger S, Jovanovic B, Jones D, Martin D, Smalley R, Webb V (2020) An Updated Long-Term Homogenized Daily Temperature Data Set for Australia. *Geoscience Data Journal* 7(2):149–169. doi.10.1002/gdj3.95
- Tuel A, Eltahir EAB (2020) Why Is the Mediterranean a Climate Change Hot Spot? *Journal of Climate* 33(14):5829–5843. doi.10.1175/JCLI-D-19-0910.1
- Turco M, Rosa-Cánovas JJ, Bedia J, Jerez S, Montávez JP, Llasat MC, Provenzale A (2018). Exacerbated Fires in Mediterranean Europe Due to Anthropogenic Warming Projected with Non-Stationary Climate-Fire Models. *Nature Communications* 9(1):3821. doi.10.1038/s41467-018-06358-z
- Turner MG, Calder WJ, Cumming GS, Hughes TP, Jentsch A, LaDeau SL, Lenton TM, Shuman BN, Turetsky MR, Ratajczak Z, Williams JW, Williams AP, Carpenter SR (2020) Climate Change, Ecosystems and Abrupt Change: Science Priorities. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 375(1794):20190105. doi.10.1098/rstb.2019.0105
- Turnera AJ, Frankenberg C, Kort EA (2019) Interpreting Contemporary Trends in Atmospheric Methane. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 116(8):2805–2813. doi.10.1073/pnas.1814297116
- Thomas CD, Cameron A, Green RE, Bakkenes M, Beaumont LJ, Collingham YC, Erasmus BF, De Siqueira MF, Grainger A, Hannah L, Hughes L, Huntley B, Van Jaarsveld AS, Midgley GF, Miles L, Ortega-Huerta MA, Peterson AT, Phillips OL, Williams SE (2004) Extinction Risk from Climate Change. *Nature* 427(6970): 145–148. doi.10.1038/nature02121
- Thompson RL, Lassaletta L, Patra PK, Wilson C, Wells KC, Gressent A, Koffi EN, Chipperfield MP, Winiwarter W, Davidson EA, Tian H, Canadell JG (2019) Acceleration of Global N₂O Emissions Seen from Two Decades of Atmospheric Inversion. *Nature Climate Change* 9:993–998. doi.10.1038/s41558-019-0613-7
- Thorne PW, Donat MG, Dunn RJH, Williams CN, Alexander LV, Caesar J, Durre I, Harris I, Hausfather Z, Jones PD, Menne MJ, Rohde R, Vose RS, Davy R, Klein-Tank AMG, Lawrimore JH, Peterson TC, Rennie JJ (2016) Reassessing Changes in Diurnal Temperature Range: Intercomparison and Evaluation of Existing Global Data Set Estimates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121(10):5138–5158. doi.10.1002/2015JD024584
- Thuiller W, Lavorel S, Araújo MB, Sykes MT, Prentice IC (2005) Climate Change Threats to Plant Diversity in Europe. *Proceedings of the National Academy of*

- Sciences of the United States of America 102(23):8245–8250. doi.10.1073/pnas.0409902102
- Ueyama M, Ichii K, Kobayashi H, Kumagai T, Beringer J, Merbold L, Euskirchen ES, Hirano T, Marchesini LB, Baldocchi D (2020) Inferring CO₂ Fertilization Effect Based on Global Monitoring Land–Atmosphere Exchange with a Theoretical Model. *Environmental Research Letters* 15(8):084009. doi.10.1088/1748-9326/ab79e5
- Urban MC (2015) Accelerating Extinction Risk from Climate Change. *Science* 348(6234):571–573. doi.10.1126/science.aaa4984
- Feeley KJ, Silman MR, Bush MB, Farfan W, Garcia Cabrera K, Malhi Y, Meir P, Salinas Revilla N, Natividad Raurau Quisiyupanqui M, Saatchi S (2011) Upslope Migration of Andean Trees. *Journal of Biogeography* 38(4):783–791. doi.10.1111/j.1365-2699.2010.02444.x
- Fei S, Desprez JM, Potter KM, Jo I, Knott JA, Oswald CM (2017) Divergence of Species Responses to Climate Change. *Science Advances* 3(5):e1603055. doi.10.1126/sciadv.1603055
- Feng S, Fu Q (2013) Expansion of Global Drylands Under a Warming Climate. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13:10081–10094. doi.10.5194/acp-13-10081-2013
- Fernández-Martínez M, Sardans J, Chevallier F, Ciais P, Obersteiner M, Vicca S, Canadell JG, Bastos A, Friedlingstein P, Sitch S, Piao SL, Janssens IA, Peñuelas J (2019) Global Trends in Carbon Sinks and Their Relationships with CO₂ and Temperature. *Nature Climate Change* 9(1):73–79. doi.10.1038/s41558-018-0367-7
- Figueiredo L, Krauss J, Steffan-Dewenter I, Sarmiento Cabral J (2019) Understanding Extinction Debts: Spatio–Temporal Scales, Mechanisms and a Roadmap for Future Research. *Ecography* 42:1973–1990. doi.10.1111/e c og.0 474 0
- Flannigan M, Cantin AS, de Groot WJ, Wotton M, Newbery A, Gowman LM (2013) Global Wildland Fire Season Severity in the 21st Century. *Forest Ecology and Management* 294:54–61. doi.10.1016/j.foreco.2012.10.022
- Folland CK, Boucher O, Colman A, Parker DE (2018) Causes of Irregularities in Trends of Global Mean Surface Temperature Since the Late 19th Century. *Science Advances* 4(6):eaao5297. doi.10.1126/sciadv.aao5297
- Fonseca D, Carvalho MJ, Marta-Almeida M, Melo-Gonçalves P, Rocha A (2016) Recent Trends of Extreme Temperature Indices for the Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 94:66–76. doi.10.1016/j.pce.2015.12.005
- Forzieri G, Feyen L, Rojas R, Flörke M, Wimmer F, Bianchi A (2014) Ensemble Projections of Future Streamflow Droughts in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(1):85–108. doi.10.5194/hess-18-85-2014
- Fowler HJ, Lenderink G, Prein AF, Westra S, Allan RP, Ban N, Barbero R, Berg P, Blenkinsop S, Do HX, Guerreiro S, Haerter JO, Kendon EJ, Lewis E, Schaer C, Sharma A, Villarini G, Wasko C, Zhang X (2021) Anthropogenic Intensification

- of Short-Duration Rainfall Extremes. *Nature Reviews Earth & Environment* 2:107–122. doi.10.1038/s43017-020-00128-6
- Fox N, Jönsson AM (2019) Climate Effects on the Onset of Flowering in the United Kingdom. *Environmental Sciences Europe* 31:89. doi.10.1186/s12302-019-0271-4
- Frank DC, Poulter B, Saurer M, Esper J, Huntingford C, Helle G, Treydte K, Zimmermann NE, Schleser GH, Ahlström A, Ciais P, Friedlingstein P, Levis S, Lomas M, Sitch S, Viovy N, Andreu-Hayles L, Bednarz Z, Berninger F, Boettger T, D'Alessandro CM, Daux V, Filot M, Grabner M, Gutierrez E, Haupt M, Hilasvuori E, Jungner H, Kalela-Brundin M, Krapiec M, Leuenberger M, Loader NJ, Marah H, Masson-Delmotte V, Pazdur A, Pawelczyk S, Pierre M, Planells O, Pukiene R, Reynolds-Henne CE, Rinne KT, Saracino A, Sonninen E, Stievenard M, Switsur VR, Szczepanek M, Szychowska-Krapiec E, Todaro L, Waterhouse JS, Weigl-Show M (2015) Water-Use Efficiency and Transpiration Across European Forests During the Anthropocene. *Nature Climate Change* 5(6):579–583. doi.10.1038/nclimate2614
- Friedlingstein P, Meinshausen M, Arora VK, Jones CD, Anav A, Liddicoat SK, Knutti R (2014) Uncertainties in CMIP5 Climate Projections Due to Carbon Cycle Feedbacks. *Journal of Climate* 27(2):511–526. doi.10.1175/JCLI-D-12-00579.1
- Friedlingstein P, O'Sullivan M, Jones MW, Andrew RM, Hauck J, Olsen A, Peters GP, Peters W, Pongratz J, Sitch S, Le Quéré C, Canadell JG, Ciais P, Jackson RB, Alin S, Aragão LEOC, Arneeth A, Arora V, Bates NR, Becker M, Benoit-Cattin A, Bittig HC, Bopp L, Bultan S, Chandra N, Chevallier F, Chini LP, Evans W, Florentie L, Forster PM, Gasser T, Gehlen M, Gilfillan D, Gkritzalis T, Gregor L, Gruber N, Harris I, Hartung K, Haverd V, Houghton RA, Ilyina T, Jain AK, Joetzjer E, Kadono K, Kato E, Kitidis V, Korsbakken JI, Landschützer P, Lefèvre N, Lenton A, Lienert S, Liu Z, Lombardozzi D, Marland G, Metzl N, Munro DR, Nabel JEMS, Nakaoka S-I, Niwa Y, O'Brien K, Ono T, Palmer PI, Pierrot D, Poulter B, Resplandy L, Robertson E, Rödenbeck C, Schwinger J, Séférian R, Skjelvan I, Smith AJP, Sutton AJ, Tanhua T, Tans PP, Tian H, Tilbrook B, van der Werf G, Vuichard N, Walker AP, Wanninkhof R, Watson AJ, Willis D, Wiltshire AJ, Yuan W, Yue X, Zaehle S (2020) Global Carbon Budget 2020. *Earth System Science Data* 12:3269–3340. doi.10.5194/essd-12-3269-2020
- Fu W, Randerson JT, Moore JK (2016) Climate Change Impacts on Net Primary Production (NPP) and Export Production (EP) Regulated by Increasing Stratification and Phytoplankton Community Structure in the CMIP5 Models. *Biogeosciences* 13:5151–5170. doi.10.5194/bg-13-5151-2016
- Fu YH, Piao S, Op de Beeck M, Cong N, Zhao H, Zhang Y, Menzel A, Janssens IA (2014) Recent Spring Phenology Shifts in Western Central Europe Based on Multiscale Observations. *Global Ecology and Biogeography* 23(11):1255–1263. doi.10.1111/geb.12210
- Fu YH, Zhao H, Piao S, Peaucelle M, Peng S, Zhou G, Ciais P, Huang M, Menzel A, Peñuelas J, Song Y, Vitasse Y, Zeng Z, Janssens IA (2015) Declining Global

- Warming Effects on the Phenology of Spring Leaf Unfolding. *Nature* 526(7571):104–107. doi.10.1038/nature15402
- Fu YH, Piao S, Delpierre N, Hao F, Hänninen H, Liu Y, Sun W, Janssens IA, Campioli M (2018) Larger Temperature Response of Autumn Leaf Senescence Than Spring Leaf-Out Phenology. *Global Change Biology* 24(5):2159–2168. doi.10.1111/gcb.14021
- Haverd V, Smith B, Canadell JG, Cuntz M, Mikaloff-Fletcher S, Farquhar G, Woodgate W, Briggs PR, Trudinger CM (2020) Higher Than Expected CO₂ Fertilization Inferred from Leaf to Global Observations. *Global Change Biology* 26(4):2390–2402. doi.10.1111/gcb.14950
- Hamid M, Khuroo AA, Malik AH, Ahmad R, Singh CP, Dolezal J, Haq SM (2020) Early Evidence of Shifts in Alpine Summit Vegetation: A Case Study from Kashmir Himalaya. *Frontiers in Plant Science* 11:421. doi.10.3389/fpls.2020.00421
- Hanel M, Rakovec O, Markonis Y, Máca P, Samaniego L, Kyselý J, Kumar R (2018) Revisiting the Recent European Droughts from a Long-Term Perspective. *Scientific Reports* 8:9499. doi.10.1038/s41598-018-27464-4
- Hao Z, Hao F, Singh VP, Zhang X (2018) Changes in the Severity of Compound Drought and Hot Extremes over Global Land Areas. *Environmental Research Letters* 13(12):124022. doi.10.1088/1748-9326/aaee96
- Harrison S (2020) Plant Community Diversity Will Decline More Than Increase Under Climatic Warming. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 375(1794):20190106. doi.10.1098/rstb.2019.0106
- Hatfield JL, Boote KJ, Kimball BA, Ziska LH, Izaurralde RC, Ort D, Thomson AM, Wolfe D (2011). *Climate Impacts on Agriculture: Implications for Crop Production*. *Agronomy Journal* 103(2):351–370. doi.10.2134/agronj2010.0303
- Hatfield JL, Prueger JH (2015) Temperature Extremes: Effect on Plant Growth and Development. *Weather and Climate Extremes* 10:4–10. doi.10.1016/j.wace.2015.08.001
- Hatfield JL, Dold C (2019) Water-Use Efficiency: Advances and Challenges in a Changing Climate. *Frontiers in Plant Science* 10:103. doi.10.3389/fpls.2019.00103
- Haustein K, Otto FEL, Venema V, Jacobs P, Cowtan K, Hausfather Z, Way RG, White B, Subramanian A, Schurer AP (2019) A Limited Role for Unforced Internal Variability in Twentieth-Century Warming. *Journal of Climate* 32(16):4893–4917. doi.10.1175/JCLI-D-18-0555.1
- Hawkins E, Ortega P, Suckling E, Schurer A, Hegerl G, Jones P, Joshi M, Osborn T, Masson-Delmotte V, Mignot J, Thorne P, van Oldenborgh G (2017) Estimating Changes in Global Temperature Since the Pre-Industrial Period. *Bulletin of the American Meteorological Society* 98(9):1841–1856. doi.10.1175/BAMS-D-16-0007.1
- He X, Burgess KS, Yang X-F, Ahrends A, Gao L-M, Li D-Z (2019) Upward Elevation and Northwest Range Shifts for Alpine *Mecconopsis* Species in the Himalaya–

- Hengduan Mountains Region. *Ecology and Evolution* 9(7):4055–4064. doi.10.1002/ece3.5034
- Heede R (2014) Tracing Anthropogenic Carbon Dioxide and Methane Emissions to Fossil Fuel and Cement Producers, 1854–2010. *Climate Change* 122(1–2):229–241. doi.10.1007/s10584-013-0986-y
- Hegerl GC, Brönnimann S, Cowan T, Friedman AR, Hawkins E, Iles C, Müller W, Schurer A, Undorf S (2019) Causes of Climate Change over the Historical Record. *Environmental Research Letters* 14:123006. doi.10.1088/1748-9326/ab4557
- Heilig GK (1994) The Greenhouse Gas Methane (CH₄): Sources and Sinks, the Impact of Population Growth, Possible Interventions. *Population and Environment* 16(2):109–137
- Heim Jr RR (2015) An Overview of Weather and Climate Extremes – Products and Trends. *Weather and Climate Extremes* 10(Part B):1–9
- Hoffmann S, Irl SDH, Beierkuhnlein C (2019) Predicted Climate Shifts Within Terrestrial Protected Areas Worldwide. *Nature Communications* 10:4787. doi.10.1038/s41467-019-12603-w
- Hu T, Sun Y, Zhang X, Min S-K, Kim Y-H (2020) Human Influence on Frequency of Temperature Extremes. *Environmental Research Letters* 15:064014. doi.10.1088/1748-9326/ab8497
- Huang B, Menne MJ, Boyer T, Freeman E, Gleason BE, Lawrimore JH, Liu C, Jared Rennie J, Schreck III CJ, Sun F, Vose R, Williams CN, Yin X, Zhang H-M (2020) Uncertainty Estimates for Sea Surface Temperature and Land Surface Air Temperature in NOAA GlobalTemp Version 5. *Journal of Climate* 33(4):1351–1379. doi.10.1175/JCLI-D-19-0395.1
- Huang J, Yu H, Guan X, Wang G, Guo R (2016) Accelerated Dryland Expansion Under Climate Change. *Nature Climate Change* 6:166–171. doi.10.1038/nclimate2837
- Huang JG, Bergeron Y, Denneler B, Berninger F, Tardif J (2007) Response of Forest Trees to Increased Atmospheric CO₂. *Critical Reviews in Plant Sciences* 26(5–6):265–283. doi.10.1080/07352680701626978
- Hughes L (2000) Biological Consequences of Global Warming: Is the Signal Already Apparent? *TREE* 15(2):56–61. doi.10.1016/S0169-5347(99)01764-4
- Hugonnet R, McNabb R, Berthier E, Menounos B, Nuth C, Girod L, Farinotti D, Huss M, Dussaillant I, Brun F, Käab A (2021) Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century. *Nature* 592(7856):726–731. doi.10.1038/s41586-021-03436-z
- Caesar J, Alexander LV, Trewin B, Tse-ring K, Sorany L, Vuniyayawa V, Keosavang N, Shimana A, Htay MM, Karmacharya J, Jayasinghearachchi DA, Sakkamart J, Soares E, Hung LT, Thuong LT, Hue CT, Dung NTT, Hung PV, Cuong HD, Cuong NM, Sirabaha S (2011) Changes in Temperature and Precipitation Extremes over the Indo-Pacific Region from 1971 to 2005. *International Journal of Climatology* 31(6):791–801. doi.10.1002/joc.2118

- Cazzolla Gatti R, Callaghan T, Velichevskaya A, Dudko A, Fabbio L, Battipaglia G, Liang J (2019) Accelerating Upward Treeline Shift in the Altai Mountains Under Lastcentury Climate Change. *Scientific Reports* 9:7678. doi.10.1038/s41598-019-44188-1 1
- Caloiero T (2017) Trend of Monthly Temperature and Daily Extreme Temperature During 1951–2012 in New Zealand. *Theoretical and Applied Climatology* 129(1–2):111–127. doi.10.1007/s00704-016-1764-3
- Campbell JE, Berry JA, Seibt U, Smith SJ, Montzka SA, Launois T, Belviso S, Bopp L, Laine M (2017) Large Historical Growth in Global Terrestrial Gross Primary Production. *Nature* 544(7648):84–87. doi.10.1038/nature22030
- Cannone N, Sgorbati S, Guglielmin M (2007) Unexpected Impacts of Climate Change on Alpine Vegetation. *Frontiers in Ecology and the Environment* 5(7):360–364
- Cardell MF, Amengual A, Romero R, Ramis C (2020) Future Extremes of Temperature and Precipitation in Europe Derived from a Combination of Dynamical and Statistical Approaches. *International Journal of Climatology* 40(11):4800–4827. doi.10.1002/joc.6490
- Carlson BZ, Georges D, Rabatel A, Randin CF, Renaud J, Delestrade A, Zimmermann NE, Choler P, Thuiller W (2014) Accounting for Tree Line Shift, Glacier Retreat and Primary Succession in Mountain Plant Distribution Models. *Diversity and Distributions* 20(12):1379–1391. doi.10.1111/ddi.12238
- Carnicer J, Colla M, Ninyerola M, Pons X, Sánchez G, Peñuelasa J (2011) Widespread Crown Condition Decline, Food Web Disruption, and Amplified Tree Mortality with Increased Climate Change-Type Drought. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 108(4):1474–1478. doi.10.1073/pnas.1010070108
- Cahill AE, Aiello-Lammens ME, Fisher-Reid MC, Hua X, Karanewsky CJ, Yeong Ryu H, Sbeglia GC, Spagnolo F, Waldron JB, Warsi O, Wiens JJ (2013) How Does Climate Change Cause Extinction? *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 280(1750):28020121890. doi.10.1098/rspb.2012.1890
- Ceballos G, Ehrlich PR, Barnosky AD, García A, Pringle RM, Palmer TM (2015) Accelerated Modern Human–Induced Species Losses: Entering the Sixth Mass Extinction. *Science Advances* 1(5):e1400253. doi.10.1126/sciadv.1400253
- Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grünwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini R (2005) Europe-Wide Reduction in Primary Productivity Caused by the Heat and Drought in 2003. *Nature* 437(7058):529–533. doi.10.1038/nature03972
- Covey K, Soper F, Pangala S, Bernardino A, Pagliaro Z, Basso L, Cassol H, Fearnside P, Navarrete D, Novoa S, Sawakuchi H, Lovejoy T, Marengo J, Peres CA, Baillie J, Bernasconi P, Camargo J, Freitas C, Hoffman B, Nardoto GB, Nobre I, Mayorga J, Mesquita R, Pavan S, Pinto F, Rocha F, de Assis Mello R, Thuault A, Bahl AA,

- Elmore A (2021) Carbon and Beyond: The Biogeochemistry of Climate in a Rapidly Changing Amazon. *Frontiers in Forests and Global Change* 4(11):618401. doi.10.3389/ffgc.2021.618401
- Collins JM (2011) Temperature Variability over Africa. *Journal of Climate* 24(14): 3649–3666. doi.10.1175/2011JCLI3753.1
- Collins WJ, Webber CP, Cox PM, Huntingford C, Lowe J, Sitch S, Chadburn SE, Comyn-Platt E, Harper AB, Hayman G, Powell T (2018) Increased Importance of Methane Reduction for a 1.5 Degree Target. *Environmental Research Letters* 13:054003. doi.10.1088/1748-9326/aab89c
- Contractor S, Donat MG, Alexander LV (2021) Changes in Observed Daily Precipitation over Global Land Areas Since 1950. *Journal of Climate* 34(1):3–19. doi.10.1175/JCLI-D-19-0965.1
- Cook BI, Wolkovich EM, Parmesan C (2012) Divergent Responses to Spring and Winter Warming Drive Community Level Flowering Trends. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109(23):9000–9005. doi.10.1073/pnas.1118364109
- Cook BI, Mankin JS, Marvel K, Williams AP, Smerdon JE, Anchukaitis KJ (2020) Twenty-First Century Drought Projections in the CMIP6 Forcing Scenarios. *Earth's Future* 8(6):e2019EF001461. doi.10.1029/2019EF001461
- Cook J, Nuccitelli D, Green SA, Richardson M, Winkler B, Painting R, Way R, Jacobs P, Skuce A (2013) Quantifying the Consensus on Anthropogenic Global Warming in the Scientific Literature. *Environmental Research Letters* 8(2):024024. doi.10.1088/1748-9326/8/2/024024
- Cook J, Oreskes N, Doran PT, Anderegg WRL, Verheggen B, Maibach EW, Stuart Carlton J, Lewandowsky S, Skuce AG, Green SA, Nuccitelli D, Jacobs P, Richardson M, Winkler B, Painting R, Rice K (2016) Consensus on Consensus: A Synthesis of Consensus Estimates on Human-Caused Global Warming. *Environmental Research Letters* 11:048002. doi.10.1088/1748-9326/11/4/048002
- Corlett RT, Westcott DA (2013) Will Plant Movements Keep Up with Climate Change? *Trends in Ecology & Evolution* 28(8):482–488. doi.10.1016/j.tree.2013.04.003
- Cohen JL, Furtado JC, Barlow M, Alexeev VA, Cherry JE (2012) Asymmetric Seasonal Temperature Trends. *Geophysical Research Letters* 39(4):L04705. doi.10.1029/2011GL050582
- Crimmins SM, Dobrowski SZ, Greenberg JA, Abatzoglou JT, Mynsberge AR (2011) Changes in Climatic Water Balance Drive Downhill Shifts in Plant Species' Optimum Elevations. *Science* 331(6015):324–327. doi.10.1126/science.1199040
- Cudlin P, Klopčič M, Tognetti R, Máliš F, Alados CL, Bebi P, Grunewald K, Zhiyanski M, Andonowski V, La Porta N, Bratanova-Doncheva S, Kachaunova E, Edwards-Jonášová M, Ninot JM, Rigling A, Hofgaard A, Hlásny T, Skalák P, Wielgolaski FE (2017) Drivers of Treeline Shift in Different European Mountains. *Climate Research* 73:135–150. doi.10.3354/cr01465

- Chen I-C, Hill JK, Ohlemuller R, Roy DB, Thomas CD (2011) Rapid Range Shifts of Species Associated with High Levels of Climate Warming. *Science* 333(6045): 1024–1026. doi.10.1126/science.1206432
- Chen L, Huang J-G, Ma Q, Hänninen H, Rossi S, Piao S, Bergeron Y (2018) Spring Phenology at Different Altitudes is Becoming More Uniform Under Global Warming in Europe. *Global Change Biology* 24(9):3969–3975. doi.10.1111/gcb.14288
- Chen L, Huang J-G, Ma Q, Hänninen H, Tremblay F, Bergeron Y (2019) Long-Term Changes in the Impacts of Global Warming on Leaf Phenology of Four Temperate Tree Species. *Global Change Biology* 25(3):997–1004. doi.10.1111/gcb.14496
- Cheng W, Li Z, Yan L (2021) Uniforming Spring Phenology Under Non-Uniform Climate Warming Across Latitude in China. *Science of the Total Environment* 762:143177. doi.10.1016/j.scitotenv.2020.143177
- Chmielewski FM, Müller A, Bruns E (2004) Climate Changes and Trends in Phenology of Fruit Trees and Field Crop in Germany, 1961–2000. *Agricultural and Forest Meteorology* 121(1–2):69–78. doi.10.1016/S0168-1923(03)-00161-8
- Walker AP, De Kauwe MG, Bastos A, Belmecheri S, Georgiou K, Keeling RF, McMahon SM, Medlyn BE, Moore DJP, Norby RJ, Zaehle S, Anderson-Teixeira KJ, Battipaglia G, Brienen RJW, Cabugao KG, Cailleret M, Campbell E, Canadell JG, Ciais P, Craig ME, Ellsworth DS, Farquhar GD, Fatichi S, Fisher JB, Frank DC, Graven H, Gu L, Haverd V, Heilman K, Heimann M, Hungate BA, Iversen CM, Joos F, Jiang M, Keenan TF, Knauer J, Körner C, Leshyk VO, Leuzinger S, Liu Y, MacBean N, Malhi Y, McVicar TR, Penuelas J, Pongratz J, Powell AS, Riutta T, Sabot MEB, Schleucher J, Sitch S, Smith WK, Sulman B, Taylor B, Terrer C, Torn MS, Treseder KK, Trugman AT, Trumbore SE, van Mantgem PJ, Voelker SL, Whelan ME, Zuidema PA (2021) Integrating the Evidence for a Terrestrial Carbon Sink Caused by Increasing Atmospheric CO₂. *New Phytologist* 229(5):2413–2445. doi.10.1111/nph.16866
- Walther GR, Post E, Convey P, Menzel A, Parmesan C, Beebee TJC, Fromentin JM, Hoegh-Guldberg O, Bairlein F (2002) Ecological Responses to Recent Climate Change. *Nature* 416(6879):389–395. doi.10.1038/-416389a
- Walther GR (2010) Community and Ecosystem Responses to Recent Climate Change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 365(1549):2019–2024. doi.10.1098/rstb.2010.0021
- Wang C, Tang Y, Chen J (2016) Plant Phenological Synchrony Increases Under Rapid Within-Spring Warming. *Scientific Reports* 6:25460. doi.10.1038/srep25460
- Wang Q, Zhou F, Shang Z, Ciais P, Winiwarter W, Jackson RB, Tubiello FN, Janssens-Maenhout G, Tian H, Cui X, Canadell JG, Piao S, Tao S (2020) Data-Driven Estimates of Global Nitrous Oxide Emissions from Croplands. *National Science Review* 7:441–452. doi.10.1093/nsr/nwz087

- Ward DS, Shevliakova E, Malyshev S, Rabin S (2018) Trends and Variability of Global Fire Emissions Due to Historical Anthropogenic Activities. *Global Biogeochemical Cycles* 32(1):122–142. doi.10.1002/2017gb005787
- Westra S, Alexander LV, Zwiers FW (2013) Global Increasing Trends in Annual Maximum Daily Precipitation. *Journal of Climate* 26(11):3904–3918. doi.10.1175/JCLI-D-12-00502.1
- Wiens JJ (2016) Climate-Related Local Extinctions Are Already Widespread Among Plant and Animal Species. *PLOS Biology* 14(12):e2001104. doi.10.1371/journal.pbio.2001104
- World Meteorological Organization (2021) State of the Global Climate 2020. World Meteorological Organization, Geneva, pp 52
- World Meteorological Organization (2022) State of the Global Climate 2021. World Meteorological Organization, Geneva, pp 54
- Wu C, Yeh PJ-F, Chen Y-Y, Hu BX, Huang G (2020) Future Precipitation-Driven Meteorological Drought Changes in the CMIP5 Multimodel Ensembles Under 1.5°C and 2°C Global Warming. *Journal of Hydrometeorology* 21(9):2177–2196. doi.10.1175/JHM-D-19-0299.1
- Wu T, Hu A, Gao F, Zhang J, Meehl GA (2019) New Insights into Natural Variability and Anthropogenic Forcing of Global/Regional Climate Evolution. *npj Climate and Atmospheric Science* 2:18. doi.10.1038/s41612-019-0075-7
- Wu X, Zhang X, Chuai X, Huang X, Wang Z (2019) Long-Term Trends of Atmospheric CH₄ Concentration Across China from 2002 to 2016. *Remote Sensing* 11(5):538. doi.10.3390/rs11050538
- Xu R, Prentice IC, Spahni R, Niu HS (2012) Modelling Terrestrial Nitrous Oxide Emissions and Implications for Climate Feedback. *New Phytologist* 196(2):472–488. doi.10.1111/j.1469-8137.2012.04269.x
- Xue B-L, Guo Q, Otto A, Xiao J, Tao S, Li L (2015) Global Patterns, Trends, and Drivers of Water Use Efficiency from 2000 to 2013. *Ecosphere* 6(10):174. doi.10.1890/ES14-00416.1
- Yin H, Donat MG, Alexander LV, Sun Y (2015) Multi-Dataset Comparison of Gridded Observed Temperature and Precipitation Extremes over China. *International Journal of Climatology* 35(10):2809–2827. doi.10.1002/joc.4174

The Impact of Recent Climate Change on Plants

Tatjana Popov

Summary

Climatic conditions play a key role in the basic plants processes (photosynthesis, respiration, growth and development), their seasonal cycle, and in determining the limits of their distribution. Climate has a great impact on plant individuals, populations and species, as well as on their communities, ecosystems and biomes. As a result, concerns have grown in recent decades about the possible effects of global climate change on flora.

The paper gives an overview of the observed climate change, primarily changes in the atmospheric concentration of greenhouse gases, air temperature (global warming), precipitation regime and extreme weather and climate events. Then, the observed effects of recent climate change on the plants are analyzed, primarily the effects on the physiology, phenology and distribution of plant species, as well as the effects on plant communities and ecosystems.

The results of numerous studies in the world proved that recent climate change has led to significant changes in the plants distribution – range (shifts to higher latitudes and higher altitudes), physiology (improving the rate of photosynthesis and water use efficiency, decreasing stomatal conductivity and increasing net primary production) and the seasonal cycle – phenology (earlier onset of growing season and earlier occurrence of phenophases in spring and summer and delay of autumn phenophases ending the growing season, and as a consequence of these changes prolongation of growing season in many regions) as well as that changed climatic conditions have already led to changes in plant communities (through changes in composition and altered interactions between species such as pollination, competition, predation, parasitism, mutualism, disease transmission, food chains, etc.) and local extinction of certain plant species.

Keywords: Climate change, greenhouse gases, global warming, precipitation regime, extreme weather and climate events, flora, physiology, phenology, range, species interactions, extinction

