

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

Přírodovědecká fakulta

**Vývoj klimatických podmínek a struktury dřevin v
Luzenském údolí v kontextu klimatické změny**

Bakalářská práce

Alice Nováková

Školitel: RNDr. Martin Hais Ph.D.

České Budějovice 2024

Nováková, A., 2024: Vývoj klimatických podmínek a struktury dřevin v Luzenském údolí v kontextu klimatické změny. [Climate conditions and tree structure development in the Lusen valley in the context of climate change. Bc. Thesis, in Czech] – 35 p., Faculty of Science, University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Anotace:

Tato bakalářská práce shrnuje poznatky o vývoji klimatické změny a trendech pro horské lesní ekosystémy pod jejím vlivem. Blíže jsou zde popsány vlivy prostředí a klimatické podmínky se zaměřením na centrální Šumavu. Dále je podán stručný přehled o vlivu klimatu na růst dřevin. Součástí práce je návrh projektu, ve kterém se porovnávají trendy teplot a srážek a hodnotí se struktura dřevin v Luzenském údolí. Účelem projektu je hodnocení budoucích klimatických trendů pro danou lokalitu a zjistit, zda mikroklima údolí bude do budoucna stabilní i přes oteplování.

Annotation

This bachelor thesis summarizes findings on the development of climate change and trends for mountain forest ecosystems under its influence. It further describes the environmental influences and climatic conditions focused on the central part of the Bohemian Forest. Additionally, a brief overview is provided on the impact of climate on tree growth. The thesis includes a project proposal that compares temperature and precipitation trends, while also evaluating the structure of trees Lusen valley area. The purpose of the project is to assess future climatic trends for the given locality and to determine whether the microclimate of the valley will be maintained despite warming trends.

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem autorkou této kvalifikační práce a že jsem ji vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů literatury zaznamenaných v seznamu citované literatury.

V Českých Budějovicích, dne 12. 4. 2024

.....

Alice Nováková

Poděkování

Ráda bych poděkovala svému školiteli RNDr. Martinu Haisovi Ph.D. za cenné rady, čas a trpělivost při tvorbě této bakalářské práce. Mé díky také patří Janu Procházkovi a Josefu Brůnovi za poskytnutí dat a nového vhledu do práce. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat svým blízkým za neustálou oporu při studiu.

Obsah

1	ÚVOD	1
2	LITERÁRNÍ REŠERŠE	3
2.1	Princip a důsledky klimatické změny	3
2.1.1	Průběh klimatické změny	3
2.1.2	Modely vývoje pro Evropu	4
2.1.3	Trendy pro horské oblasti	4
2.1.4	Funkce lesa	6
2.2	Hlavní faktory ovlivnění klimatu v horských oblastech	6
2.2.1	Mrazová kapsa	7
2.2.2	Anemo-orografické systémy	8
2.2.3	Vrcholový efekt	8
2.3	Vývoj klimatických podmínek na Šumavě	9
2.3.1	Disturbance z hlediska klimatu	10
2.4	Hlavní vlivy prostředí na Šumavě	11
2.5	Vliv klimatu na růst dřevin	13
2.5.1	Vliv CO ₂ na růst stromů	14
2.5.2	Vliv podmínek prostředí na přírůstky stromů	14
3	PROJEKT	15
3.1	Úvod	15
3.2	Cíle a hypotézy	15
3.3	Návrh realizace projektu	16
3.3.1	Charakteristika studované lokality	16
3.3.2	Dosavadní výzkum na lokalitě	17
3.3.3	Metodika práce v terénu	18
3.4	Časový harmonogram	19
3.5	Finanční náročnost	20
3.6	Předběžné výsledky	22
4	ZÁVĚR	25
5	ZDROJE	26

1 ÚVOD

Klimatická změna je jednou z aktuálních výzev pro společnost. Můžeme očekávat, že od doby průmyslové revoluce do roku 2040 dojde k průměrnému oteplení o více než 1,5 °C (IPCC, 2023a). I malé změny v narůstajících teplotách však mohou mít velký dopad na změny v ekosystémech. Jedny z nejvíce ovlivněných budou lesní ekosystémy, které jsou náchylné na teplotní a srážkové změny. Zároveň s globálním oteplováním roste riziko disturbancí, šíření nemocí a škůdců.

V horských oblastech dochází k rychlejšímu oteplování než v nižších nadmořských výškách (Pepin and Lundquist, 2008). Počet mrazových dnů klesá, ledovce ustupují a sněhová pokrývka taje rychleji. Klima v horských oblastech je ovlivněno mnoha faktory. Pro svou práci jsem však vybrala jevy charakteristické pro oblast centrální Šumavy. Luzenské údolí je mrazová kotlina, do které z okolních svahů stéká studený vzduch. Pro takováto údolí je typická azonální struktura porostu. Právě specifické klima mrazových kotlin umožňuje přežívání reliktních typů vegetace. Dalším faktorem je vrcholový efekt, při kterém je klima vrcholů ovlivněno spíše volnou atmosférou než okolní oblastí (Yoshino, 1975).

Heterogenní prostředí horských oblastí utváří klimatická refugia, která mohou být klíčovým zdrojem pro obnovu ekosystémů při extrémních událostech spojených s klimatickými změnami. Zároveň budou poskytovat útočiště pro druhy, kterým ubývají přirozená stanoviště (Millar et al., 2007). Stejným způsobem by mohlo do budoucna fungovat Luzenské údolí.

Ve studované oblasti a okolních svazích je hojně zastoupen smrk ztepilý (*Picea abies*). Ten je zde ovlivňován přírodními disturbancemi ve formě větru a výskytu gradací lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*). Důležitou roli pro náchylnost k disturbancím hraje věk stromů a klimatický stres. Nárůst klimatického stresu je patrný hlavně v posledním desetiletí z důvodu nedostatku srážek. V pohořích Šumavy od roku 2000 mírně poklesly srážky a mocnost sněhové pokrývky. I přesto je lokalita Březníku stále jednou z nechladnějších a srážkově nejbohatších oblastí v České republice (Bílá et al., 2018, Procházka et al., 2019).

Cílem tohoto projektu je hodnocení trendů klimatických parametrů a vývoj struktury dřevin Luzenského údolí v kontextu klimatické změny. Luzenské údolí by do budoucna mohlo fungovat jako chladnější teplotní refugium vůči svému okolí. Pomocí interpretace leteckých snímků bude sledován vývoj počtu dřevin. Dále se budou měřit výšky a přírůstky tloušťky dřevin. V neposlední řadě se porovnájí trendy vývoje teplot a srážek v Luzenském údolí

s trendy na lokalitě reprezentativní pro centrální Šumavu. Projekt může být součástí komplexnějšího pozorování trendů teploty vzduchu a vývoje struktury dřevin v oblasti Březníku.

2 LITERÁRNÍ REŠERŠE

2.1 Princip a důsledky klimatické změny

2.1.1 Průběh klimatické změny

Šestá hodnotící zpráva z Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC) analyzuje krátkodobý až dlouhodobý dopad globálního oteplování (IPCC, 2023b). V blízké budoucnosti, tedy do roku 2040, je velmi pravděpodobné globální oteplení, které přesáhne 1,5 °C oproti předindustriální době. V dlouhodobém měřítku, do roku 2100, je v případě vysokých emisí skleníkových plynů možné oteplení až o 4,4 °C (IPCC, 2023a).

Termín *globální oteplování* má odlišný význam než *změna klimatu*, kde se nepředpokládají jen změny teploty z antropogenního hlediska, ale berou se v potaz z pohledu ekologie i celkové abiotické změny v přírodě. Většina studií však cílí hlavně na změnu teploty (Post, 2013). Dle Houghtona (1998) je výsledkem globálního oteplování změna klimatu, která z hlediska dopadů na přírodu nejvíce ohrožuje biodiverzitu. Z ekologického hlediska je změna klimatu považována za soubor abiotických změn, které započaly s průmyslovou revolucí a probíhají posledních 150 let (Post, 2013). Změny zahrnují rozkolísanost a nárůst teplot, změny ve srážkách, sněhové pokrývce, ubývání mořského a pevninského ledu a sílící rozsah a dopady jevu El Niño, (Post, 2013).

I minimální výkyvy teplot mohou mít však v průběhu času velký dopad na ekosystémy. Druhové zastoupení a konkurenceschopnost druhů mezi sebou jsou ovlivněny klimatem biomu a většina ekosystémů na změnu nedokáže rychle reagovat. Budou tedy více náchylní k nemocem a napadení škůdci (Houghton, 1998).

V geologickém časovém měřítku však není výskyt klimatických extrémů nic neobvyklého. K výkyvům nedochází jen mezi dobami glaciálními a interglaciálními, ale i v mnohem kratších časových úsecích (Houghton, 1998). Ze vzorků grónského ledovce bylo prokázáno, že klimatické fluktuace za posledních osm tisíc let jsou mnohem stabilnější než ty, které probíhaly během posledních dob ledových a Eemského meziledového období (Grootes et al., 1993). Změna klimatu není charakterizována jen změnami v průměrných hodnotách, ale také změnami ve variabilitě a extrémech. V 20. století, hlavně v druhé polovině, je zaznamenáno prodlužování období bez záporných teplot v oblastech středních a vysokých zeměpisných šířek. Frekvence extrémně nízkých průměrných měsíčních teplot klesala, zatímco frekvence extrémně vysokých teplot stoupala (Houghton, 1998).

Faktory klimatické změny antropogenního původu se dnes odvíjí hlavně od emisí skleníkových plynů, metod využívání půdy a změn ve vegetačním pokryvu (Bonan, 2008). Přírodní faktory zahrnují složení atmosféry, přirozené koncentrace skleníkových plynů a aerosolů v atmosféře, oběžnou dráhu Země, pohyb tektonických desek, odtok sladké vody do oceánů a další (Bonan, 2008).

Scénáře klimatické změny, které pro 21. století předpovídáme, jsou založeny na zvyšování množství skleníkových plynů v atmosféře. I při scénáři velmi nízkých antropogenních emisí skleníkových plynů se teplota vždy zvyšuje (IPCC, 2023b). K největšímu oteplení pak dochází v severních šířkách a nad kontinentální pevninou. Nejistoty v těchto předpokladech a scénářích pramení z komplexnosti klimatického systému a násobných zpětných vazeb, které mohou mít pozitivní i negativní vliv (Bonan, 2008).

2.1.2 Modely vývoje pro Evropu

Odhaduje se, že mezi nejvíce ovlivněné klimatickou změnou budou patřit lesní ekosystémy. Stromy na změnu klimatu reagují velmi pomalu a v důsledku jejich dlouhověkosti je změna druhů pomalá. Dynamiku vývoje lesa urychlují disturbance (Houghton, 1998). Značnou část Evropy tvoří lesy, ve kterých už nyní zaznamenáváme vyšší úmrtnost stromů a změny v jejich růstu kvůli suchu (Fitzgerald and Lindner, 2013). V projektu MOTIVE byly porovnány modely pro možné scénáře klimatické situace v budoucnosti, ze kterých plyne trend oteplování v rozmezí 1,1–4,1°C. Nejvyšší oteplení se předpokládá v oblasti Středozemního moře a boreálního severu. Alpy budou na rozdíl od okolní pevniny vzdorovat vyššímu nárůstu teplot hlavně v zimě. Rozdíly ve srážkách v zimních a letních měsících napříč severní a jižní Evropou budou zřetelnější. Jih bude oproti současnosti ještě sušší, naopak na severu se podle modelů předpovídá, že v zimě i létě bude zaznamenáno více srážek (Fitzgerald and Lindner, 2013). Pro Evropu a další kontinenty se při globálním oteplování o 1,5 °C předpokládají intenzivnější lokální srážky, a s nimi spojené záplavy ale také sucho, které bude ohrožovat nejen zemědělství (IPCC, 2023c). Očekává se také zvýšení frekvence požárů a jejich rozlohy, zejména v oblastech jihovýchodní Evropy (Carnicer et al., 2022).

2.1.3 Trendy pro horské oblasti

Horské oblasti jsou vystaveny významnému riziku klimatických změn, jelikož klima zde hraje klíčovou roli. Migrace pro mnoho druhů může být kvůli extrémním podmínkám a členitosti terénu nemožná, hlavně v oblastech vysokých hor, které tvoří migrační bariéry (Sala

et al., 2000). Ze studie v horských oblastech severní Moravy nad 1000 m. n. m. vyplývá, že teplota významněji narůstá již od 80. let. Analýza ze čtyř vybraných stanic severomoravských vrcholů ukazuje ročně rostoucí trendy pro období 1961-2020 od 0,26 do 0,38 °C za 10 let (Dolák et al., 2023) Tato studie byla porovnána i s jinými studii z evropských pohoří jako jsou Alpy a Tatry, a i zde je trend nárůstu teplot podobný (Dolák et al., 2023).

Ve dvacátém století došlo kvůli oteplování ke zdatnému ústupu Alpiských ledovců (IPCC, 2002). Hlavními řídicími faktory pro ledovce je teplota, srážky a oblačnost (Beniston and Haeberli, 2001). Ve Švýcarských Alpách pro místa do 1500 m. n. m. bylo ze studie potvrzeno, že k slabší sněhové pokrývce při anomálně teplých zimách dochází při období vysokého tlaku od podzimu do brzkého jara (Beniston, 1997). Ledovce evropských Alp ztratily za posledních 150 let polovinu své hmotnosti, k čemuž také přispívá slabší sněhová pokrývka. Degradace permafrostu a ztluštění aktivní vrstvy půdy má za následek sesuvy půd a erozní jevy zapříčiněné zvýšenou mírou srážek, a tím půdní vlhkosti (Chersich et al., 2015). I když modely pro Alpy předpovídají do budoucna vyšší srážky, je možné, že sníh bude kvůli vzestupu zimních teplot ve výškách pod 3000 m. n. m. ustupovat stále rychleji, a že do konce 21. století dojde k úplnému vymizení sněhové pokrývky v nízkých až středních výškách okolo alpských pohoří (Beniston, 2012).

S degradací permafrostu byl v Alpách, při porovnání snímků z roku 1950 a 2003, zaznamenán největší nárůst pokrytí vegetací mezi 2230 a 2500 m.n.m., kam se kvůli degradaci permafrostu posouvala společenstva a keřové porosty z nižších nadmořských výšek (Cannone et al., 2007). Další posun vegetačních pásem směrem vzhůru by znamenal ztrátu nejchladnějších zón. Migrace ale není jediná možnost reakce druhů na změny. Tou může být i genetická adaptace, vyhynutí druhů nebo nahrazení dominantních druhů pionýrskými (Beniston, 2003).

Pro první etapy sukcese jsou typické pionýrské rostliny, u kterých byl v časovém úseku pozorován nejvyšší nárůst bohatosti druhů. Travnaté porosty zaznamenaly v důsledku klimatické změny nejvyšší počet vyhynulých druhů, ačkoliv jsou považovány za stabilní a dlouhověká společenstva (Cannone and Pignatti, 2014). Naopak druhová bohatost nízkých keřových porostů vykazovala nejmenší změny v reakci na snížení mocnosti sněhové pokrývky v posledních desetiletích. Keře jsou totiž adaptovány na přežívání ve větrných stanovištích, která nejsou chráněna sněhovou pokrývkou (Cannone and Pignatti, 2014).

Změna hranice lesa ve východních Tatrách byla pozorována na základě leteckých snímků z horských oblastí pokrytých prosty borovice kleč (*Pinus mugo*) z let 1955, 1986 a 2002. V průměru došlo k nárůstu plochy lesa pokryté borovicí za každý rok o 0,2 % plochy z průměru všech pozorovaných ploch v Tatrách. Šíření bylo nejintenzivnější na západních a jihozápadních stranách horských hřebenů. Z výsledků vyplývá, že se borovice kleč šířila nezávisle na nadmořské výšce, ale podle strategie rozšiřování na strmější svahy, nebo rovnější plochy. Je pravděpodobné, že velmi důležité pro šíření borovice jsou počet hodin denního světla a vhodné teplotní podmínky (Solár and Janiga, 2013).

2.1.4 Funkce lesa

Každé rostlinné společenstvo, nejvíce však dospělý les, si vytvářejí své mikroklima, které je odlišné od okolní krajiny (Petrík et al., 1986). Les svou klimatizační funkcí ovlivňuje vodní bilanci, bilanci záření, režim teploty vzduchu a půdy (Geiger et al., 2003). Zjištění ukazují důležitost role lesů v souvislosti s klimatickou změnou. Mohou totiž být jedním z nejlepších mitigačních opatření ke zmírnění globálního oteplování. K ochlazení klimatu dochází při zalesňování hlavně v tropech, a to díky evapotranspiraci a navýšení sekvence CO₂ (Jackson et al., 2008). Některá prostředí jsou více chráněna proti změně klimatu a krátkodobým disturbancím než jiná. Právě mikroklima horských oblastí je značně heterogenní a ukrývá refugia, která by mohla dlouhodobě udržovat specifické rostliny. Horské oblasti tak mohou sloužit v době oteplování jako vhodná prostředí pro zakládání nových lesů (Millar et al., 2007).

2.2 Hlavní faktory ovlivnění klimatu v horských oblastech

Ačkoliv se od sebe mohou horské oblasti v mnoha aspektech lišit, jeví se jako ideální oblastí pro průzkum klimatické změny hlavně proto, že reagují na rychle se měnící klima. Hlavní faktor ovlivňující klima v horských oblastech je kontinentalita, která určuje vzdálenost od moře a směr převládajících větrů. Evropské Alpy se řadí do rozmezí mezi přímořským a kontinentálním podnebím. Kontinentální klima má širší rozsah teplot a méně srážek, protože moře má velkou tepelnou kapacitu a je zdrojem vláh v oblastech přímořských. Hranice lesa se v kontinentálních oblastech často nachází ve vyšších nadmořských výškách. Zeměpisná šířka ovlivňuje teplotní změny a srážky a definují se podle ní i klimatické zóny. Nadmořská výška je nejdůležitějším faktorem pro horské oblasti. V troposféře s výškou klesá tlak, hustota atmosféry a teplota kvůli nižší tepelné kapacitě atmosféry. Ve vysokých nadmořských výškách jsou klimatické podmínky obvykle extrémní. Teplotní denní výkyvy jsou způsobeny ohřátím jen tenké vrstvy vzduchu od povrchu, která je zahřata slunečním svitem (Beniston, 2006, 2005).

Odlišnost horských prostředí i samostatných kopců se projevuje rozdíly ve svažitosti terénu, které mohou způsobit až desetinásobný odklon od zeměpisné šířky ve smyslu podnebí. V kombinaci s nadmořskou výškou je zřejmý značný rozdíl mezi horským podnebím a nížinným (Bonan, 2008).

Srážky v horských regionech obvykle dopadají na návětrné strany svahu kvůli dynamice související se vzestupem vzduchu. Na návětrných svazích dochází ke kondenzaci vody a následně ke srážkám. Na závětrné svahy pak přechází vzduch suchý, který se rychleji ohřívá. Tento jev je nazýván fénovým efektem (Beniston, 2006). Na severní polokouli zachytávají zejména jihovýchodní a jižní svahy více energie, díky které mají vyšší teplotní amplitudu. Při kontaktu s tímto povrchem se vzduch rychleji otepluje a má tendenci stoupat. Rozdíly teplot mezi údolími mohou zapříčinit lokální větry. Opačný jev nastává v noci, kdy dochází k ochlazení vzduchu povrchem země a proudy vzduchu směřují údolím dolů. Tímto se v horských oblastech tvoří mikroklima jedinečné pro danou oblast (Beniston, 2006).

2.2.1 Mrazová kapsa

Místní klimatické efekty, které souvisí s vertikálně členitým georeliéfem, konkrétně s konkávními tvary reliéfu, jsou příčinou vzniku mrazových kotlin. Mrazové kotliny jsou také důsledkem katabatického proudění. V lesním ekosystému mohou jako dráhy proudění katabatického větru sloužit i lesní průseky. Pokud je geomorfologický tvar výrazně konkávní, vytváří se kapsy studeného vzduchu s trvale nízkými teplotami. (Vysoudil, 2009).

Proces funguje nejlépe v noci v kopcovité krajině, když je vysoký tlak a jasná obloha a jev tak není narušen jinými meteorologickými faktory. Tepelné vyzařování zemského povrchu způsobuje, že se nad zemí tvoří tenká vrstva chladného vzduchu (Geiger et al., 2003). Chladnější vzduch je těžší, proto stéká po svahu dolů pod teplejší. Vzduch z výše položených oblastí, který je studenější, stéká do nižších nadmořských výšek a je nahrazován teplejším vzduchem. Vegetace se těmito podmínkám musí přizpůsobit. Obrácení teplotní stratifikace se tak projevuje v azonální struktuře porostu, která neodpovídá lesním vegetačním stupňům (LVS) (Dvořák, 2012; Geiger et al., 2003).

Poškození lesní vegetace mrazem se projevuje hlavně v mrazových kotlinách s uzavřeným okolím. Studený vzduch, který se hromadí v noci, v kotlině zůstává i přes den, protože zde nedochází k proudění vzduchových mas (Oğurlu and Avcı, 1999). Podmínky specifického klimatu v mrazových kotlinách spojené s trvalým zamokřením umožňují přežívání reliktních boreálních prvků v prostředí střední Evropy (Kučera, 2005).

2.2.2 Anemo-orografické systémy

Specifické vlastnosti, které utváří horský reliéf spolu s převládajícími větry, označuje pojem anemo-orografické. V práci J. Jeníka byly popsány tyto jevy v západních Krkonoších, kde dochází vlivem údolí řeky Mumlavy ke sjednocení západních větrů, které zvyšují srážky a ovlivňují disturbanci sněhem na závětrných svazích. Sníh se ukládá v jámách a v kombinaci se závětrnými a lavinovými svahy tvoří druhově bohaté biotopy (Jeník, 2008).

Obtékání vzdušných mas lze rozdělit na dva typy proudění, laminární a turbulentní. K přeměně laminárního proudění na turbulentní dochází za terénním zlomem, kterému předchází zvyšující se proudění vzduchu a rozdíl v poměru mezi statickým a dynamickým tlakem. V závětrném karu se mění meteorologické parametry viditelné ve formě sněhových závějí nebo nánosů půdy a organického materiálu. Čím rychlejší je proudění v závětrí na hřebenech středohor, tím je přechod do závětrné oblasti prudší (Jeník, 2008).

Ve vrcholových částech hor má silný vítr vliv na vznik alpského bezlesí. Oslabuje růst stromů, odnáší produkty zvětrávání a odkrývá substrát. Přesto, že jsou závětrné oblasti chráněny před větrem, půdotvorné procesy jsou podporovány táním sněhu, čímž se formuje členitý povrch (Jeník, 2008).

2.2.3 Vrcholový efekt

Vrcholový efekt je relativně nezávislý na klimatické oblasti, ale odlišuje vrcholky kopců od okolí. Pro tento efekt je typický výrazný abiotický faktor ve formě vysoušení odtokem a větry, vyplavováním a vyfoukáváním živin a jemných humusových částic (Scharfetter in Kučera, 2005). Klima vrcholů je více podobné volné atmosféře a ostatním vrcholům, než okolnímu území v údolních lokalitách, které je chráněno před větrem a slunečním zářením (Pepin and Lundquist, 2008).

Jako následek vrcholového efektu dochází k poškození horských druhů ve formě mrazové kýly či sníženého vzrůstu (Kučera, 2005). Vlivem převládajícího větru dochází také ke zdeformování stromů, které jsou kvůli svému vzhledu označovány názvem vlajková forma. Existuje více forem tohoto jevu založeného na tvarech kmenů a větví stromů. V horských oblastech v subalpínské zóně, hlavně u jehličnatých stromů, se větve ohýbají do závětrí a kmen roste vertikálně. Větve se zásadně ohýbají ve vegetačním období ve směru převládajícího větru (Yoshino, 1975).

Vítr na strom přímo působí tlakem, čímž ho deformuje, lámou se větvičky a vrcholky stromů. Na návětrné straně silné větry podporují evapotranspiraci, což ve vegetačním období

kvůli nízkým teplotám a suchu způsobuje usychání. Dalším nepřímým vlivem je fakt, že sníh a namrzlé kapky se přichytí na návětrné straně stromu a pod tíhou se mladé větve lámou. Důsledkem toho na návětrné straně větve chybí (Yoshino, 1975).

Během zimy chrání sníh rostliny před nízkými teplotami. Na vrcholové části hory bývá sníh odfoukán. V této oblasti pohoří se liší vegetační pokryv od míst pokrytých sněhem. Místa s velkým množstvím zbývajícího sněhu mohou naopak způsobit opoždění vegetačního období (Yoshino, 1975).

2.3 Vývoj klimatických podmínek na Šumavě

Podle klimatických dat z meteorologické stanice Churáňov byl od roku 1961 zaznamenán průměrný nárůst teplot o 0,37 °C za 10 let. Nejvíce patrný byl nárůst od dubna do srpna, což souvisí s posunem tání posledního sněhu a s dřívějším nástupem vegetačního období, a to v průměru o 2 až 4 dny za 10 let (Matějka and Modlinger, 2023).

Rozdíly v úhrnu srážek jsou mezi příhraniční návětrnou stranou Šumavy a částí ve srážkovém stínu (Kindlmann et al., 2012). Díky převládajícímu proudění z jihozápadu je příhraniční část Šumavy na návětrné straně, a je tedy velmi bohatá na zimní srážky. Naopak vnitrozemní část je srážkově chudší kvůli fénovému efektu, který je zesílen vlivem masívu alpského pohoří (Procházka et al., 2018). Meteorologická stanice Churáňov reprezentuje spíše oblast vzdálenější od návětrné části pohoří, naopak Březník reprezentuje oblast na srážky a sněhovou pokrývku bohatší (Procházka et al., 2018). Podle výsledků z meteorologické stanice Churáňov se mezi lety 1983 a 2011 zvyšovaly průměrné roční úhrny srážek o 9,0 mm a průměrný vzrůst teploty o 0,046 °C za jeden rok. Snížení úhrnu srážek bylo zaznamenáno v dubnu a v červnu. Toto snížení není příliš výrazné, přesto ale ovlivňuje vegetaci v období intenzivního růstu (Matejka, 2014).

Ve vrcholových částech pohoří vane silný vítr ve směru kolmo na pohoří. V oblasti Modravy je zaznamenán nejrychlejší průměrný vítr v Čechách, což může souviset s častými disturbancemi tamních lesů a sníženým zastoupením buku (Kindlmann et al., 2012). Riziko disturbance větrem potenciálně klesá, protože se dlouhodobě ukazuje pokles maximálních hodnot nárazu větru. To by mělo příznivý vliv na stabilitu lesních ekosystémů. Je však důležité uvést, že větrné poškození porostu může také urychlit růst populace lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*). Příkladem je větrná bouře Kyrill v roce 2007, která způsobila rozsáhlé škody na smrkových lesních porostech (Matějka and Modlinger, 2023). Vichřice Kyrill polámala nebo vyvrátila skoro 700 000 metrů krychlových smrku, které zůstaly bez asanace, protože se

nacházely v bezzásahové oblasti (Kindlmann et al., 2013). Následně se urychlila gradace lýkožrouta smrkového která byla zahájena v důsledku sucha, které započalo rokem 2003 (Matějka and Modlinger, 2023).

2.3.1 Disturbance z hlediska klimatu

Ve středoevropských podmínkách dochází k přírodním disturbancím nejčastěji vlivem větru a lýkožrouta, což má za následek odumření stromového patra (Jonášová, 2013). Důležitou roli pro náchylnost k disturbanci je věk stromů. Většina smrčín na Šumavě koncem 20. století překročila věk sta let. Vyšší zastoupení starších stromů vzniklo v důsledku delšího období bez větších disturbancí. (Kjučukov et al., 2019). Riziko napadení lýkožroutem smrkovým může být v současnosti vyšší kvůli působení klimatických změn a nárůstu teplot (Čada et al., 2013). Roli při jeho přemnožení hraje však celá řada faktorů. Těmi jsou zdravotní stav porostu, jeho věkové a druhové složení, přítomnost přirozených nepřátel kůrovce, kyselá deště, polutanty a další (Skuhravý, 2002).

Podle družicových dat došlo k hlavnímu odlesnění centrální Šumavy mezi roky 1995 a 1998 po rozšíření lýkožrouta v lesních porostech (Hais et al., 2008). Bezlesé byly plochy s rozpadlými smrčínami, nebo místa ovlivněna aktivními zásahy proti šíření, které se v NP Šumava uplatňovalo zejména po roce 1995 (Hais et al., 2008). Druhá gradace lýkožrouta smrkového začala po suchém roce 2003 a urychlil ji orkán Kyrill v lednu 2007, po němž byla ponechána bez zásahu část území o rozloze cca 15 tis. ha. V obou případech byl nástup gradace plošný a rychlý. V případě bezzásahové oblasti se gradace samovolně zastaví po 2–3 letech (Kjučukov et al., 2019). Životní cyklus lýkožroutů je řízen teplotami kůry a jak nízké, tak i vysoké teploty, brání jeho vývoji. Na Šumavě se předpokládá, že k zahájení třetí finální generace lýkožrouta smrkového dojde pouze při relativně velkých posunech průměrné teploty vzduchu (Berec et al., 2013).

Základem klimatického stresu je nedostatek srážek. Indikátor výskytu sucha je poměr objemu srážek k potencionální evaporaci, z čehož vyplývají kritické roky 1983, 1992, 2003, 2011, 2015 a 2019 (Matějka and Modlinger, 2023). V bezzásahové oblasti Národního parku Šumava, nebylo prokázáno, že by rozvoj kůrovce v období 2007–2012 po hurikánu Kyrill, způsobil pokles srážek, zvýšení teploty ani pokles pokryvu sněhu v důsledku intenzivního odumírání smrkového porostu (Bílá et al., 2018). V odumřelých porostech se zásadně nemění hydrologický systém ani mikroklima. Po disturbancích se smrčiny přirozeně obnovují, navíc mají vichřice a gradace lýkožrouta příznivý vliv na biodiverzitu lesa (Kjučukov et al., 2019).

Je důležité si uvědomit, že podmínky mezi holinami a plochami s odumřelým porostem se výrazně liší (Kjučukov et al., 2019). Ve studii, která zkoumala území od Luzenského údolí a okolí až po Národního park Bavorský les, bylo možné porovnat povrchové teploty v oblastech s odlišnou topografií za použití satelitních snímků z let 1987 a 2002. Průměrný nárůst v holosečných oblastech byl o 5,2 °C , zatímco v odumřelých smrčínách o 3,5 °C (Hais and Kučera, 2008). Nižší nárůst povrchové teploty v oblastech s odumřelými smrčínami je kvůli vyšší odrazivosti mrtvých stromů, která způsobuje nižší absorpci záření. Také jsou zde rozdíly v transpiraci, kdy řídká vegetace v holosečích nechrání půdu před přehříváním a vysycháním (Hais and Kučera, 2008).

Vyšší topografická rozmanitost může výrazně zvýšit vystavení lesních porostů větrům, a tím i podporovat nárůst početnosti kůrovce (Senf and Seidl, 2018). V krajině s nižším stupněm fragmentace a homogennějším složením porostu jako je právě Šumava, se mohou lokalizované gradace škůdců šířit bez omezení a spojovat se do větších narušených ploch (Senf and Seidl, 2018).

2.4 Hlavní vlivy prostředí na Šumavě

Běžně se vyskytující lesní vegetační stupeň (LVS) v rámci přírodní lesní oblasti Šumava je stupeň 5 až 8, tedy jedlobukový, smrkobukový, bukosmrkový a smrkový. Klečový stupeň zde není vyvinutý, protože nadmořská výška Šumavy spolu s klimatickými poměry neumožňuje vývin ekosystémů nad horní hranicí lesa (Kindlmann et al., 2012). Horská vrchoviště bývají při okrajích obklopena keřovými porosty borovice rašelinné (*Pinus x pseudopumilio*). Méně často se vyskytují bezlesá vrchoviště se silně zakrslými formami smrku. Údolní vrchoviště jsou často porostlá vegetací borovice blatky (*Pinus rotundata*) (Spitzer and Bufková, 2008). Na Šumavě je smrk ztepilý (*Picea abies*) hojně zastoupen a může být dále modifikován v závislosti na lokálních podmínkách. Průměrná roční rychlost větru v některých vrcholových částech Šumavy je vyšší než 6 m/s, s převažujícím jihozápadním směrem na stanici Churáňov, tedy kolmo na osu pohoří. Pravidelně zde dochází k výskytu epizod s extrémní ničivou silou větru, které pak můžou lesy narušovat (Matějka, 2010).

Meteorologické stanice, které byly umístěny v pohoří Šumavy a přilehlých podhůřích, ukazovaly, že k poklesu srážek došlo od roku 2000, zejména během zimy. Od tohoto roku byly také zaznamenány významné negativní trendy v pokryvu sněhem (Bílá et al., 2018). V šumavském masivu bylo od roku 1978 naměřeno navýšení teplot. V průběhu let došlo k nejsilnějšímu oteplení v měsíci dubnu, a to o cca 3,5 °C. Takové oteplení vede k rychlejšímu

tání sněhové pokrývky až o čtyři týdny (Bečka and Beudert, 2016). I přes výrazné oteplení v posledních letech patří lokalita Březníku a Churáňova mezi oblasti nejchladnější a nejbohatší na srážky v celém Česku (Procházka, 2019).

K prvnímu napadení lýkožroutem smrkovým dochází v průměru 20 až 25 dnů po roztání posledního sněhu. Posun v napadení lýkožroutem byl viditelný o 1,5 dne za 10 let (Matějka and Modlinger, 2023). Příznivé pro rozvoj kalamit jsou zvýšené teploty, které se vyskytují několik let po sobě, obzvlášť v měsících duben, květen a červen (Skuhřavý, 2002). Pro vývoj gradace výskytu lýkožrouta je zásadní klimatický stres smrku ztepilého (*Picea abies*), který je pozorovatelný hlavně v posledním desetiletí (Matějka and Modlinger, 2023).

Při navýšení letních teplot došlo ke zvýšenému výparu, což vedlo ke snížení odtokových poměrů i přes nezměněné množství srážek. Pouze v oblastech, které byly nejvíce zasaženy disturbancí, se odtokové poměry nezměnily, naopak došlo ke zvýšení vydatnosti pramenů (Bečka and Beudert, 2016). V několika etapách byla zasažena centrální Šumava včetně okolí Březníku kůrovcovou kalamitou, při které odumřelo stromové patro smrkového lesa (Procházka, 2019). Právě z důvodu odumření smrkového porostu, hlavně korunové úrovně, došlo ke snížení transpirace lesa, což vyrovnalo vyšší evaporaci zapříčiněnou klimatickými změnami. To vedlo k navýšení množství vsakující se vody, doplnění zásob podzemních vod a k vyšší vydatnosti pramenů (Bečka and Beudert, 2016). V bezzásahové oblasti Roklan-Luzný byl v letech 1992–2013 proveden výzkum u dvou potoků, který prokázal, že po odumření okolo 30 % smrkových porostů v roce 1999 došlo v obou povodích k navýšení ročních odtoků o 146 l/m² (Forellenbach), respektive o 127 l/m² (Große Ohe) (Bečka and Beudert, 2016).

Na Modravě se ve studii Lamačové et al. (2020) modelovaly změny v ročním odtoku podle trendů založených na reálných změnách vývoje klimatu. Podle těchto trendů se v budoucích obdobích 2021–2050 oproti kontrolnímu období 1981–2010 roční cyklus odtoku výrazně nezmění. Zato v období 2071–2100 se v odtoku předpokládají významné posuny hlavně v jeho ročním rozložení. Například pro jarní odtok byl předpovězen pokles o 26–34 %. Podle některých scénářů dokonce žádné jarní maximum odtoku nenastane (Lamačová et al., 2018). Při porovnání pěti zachovalých přírodních rašelinišť v Národním parku Šumava, v pozorovaném období 2009–2013 a 2015–2018, se méně citlivá na klimatické změny prokázala být slatiniště. Ta zvýšenou ztrátu vody evapotranspirací kompenzovala dostupností vztlínajících podzemních vod. Významný pokles vody byl naopak zaznamenán na ombrotrofních rašeliništích, která jsou zásobena jen dešťovou vodou. Změny v druhovém složení zde nastaly ve vlhkých stanovištích se složitou povrchovou mikrotopografií, jako jsou

prodloužené prohlubně a trávničky s ostřicí. Zde došlo k redukci druhů méně tolerantních vůči suchu (Bufková et al., 2021).

2.5 Vliv klimatu na růst dřevin

Vegetace v horských oblastech je již dnes po celém světě vystavena zvýšenému stresu z důvodu sucha způsobeného globálním oteplováním. To vede k odumírání vegetace na regionální i lokální úrovni (Vicente-Serrano et al., 2013). Při překročení hranice schopnosti stromu snášet stres se projevují dlouhodobé dopady jako je pokles růstu, defoliace, změny v hustotě zakmenění dominantních druhů a úmrtnost stromů (Camarero et al., 2015).

V podmínkách silných disturbancí, například na Šumavě, kde se vyskytují minimálně dvakrát za 100 let v podobě větru a gradace lýkožrouta, je klíčovým faktorem pro přežití lesních porostů starších než 150 let jejich prostorová struktura a věk. V těchto situacích není pravděpodobné, že takové porosty přežijí po dlouhou dobu bez podstatných změn ve svém původním stavu (Čada et al., 2013). Velkoplošné disturbance se mohou vlivem klimatické změny objevovat častěji a ve větší intenzitě. Vlivem gradace kůrovce došlo k celkovému odumření stromového patra v letech 2008 až 2010 v oblasti Trojmezského pralesa. V práci Gelnarová et al. (2022) se následně pozorovala přirozená obnova horských smrčín. Výsledky ukázaly, že les se zvládne sám regenerovat a zanechá si prostorovou strukturu původního porostu (Gelnarová et al., 2022). Pro lesní ekosystém je důležité přijímat vhodná a včasná adaptační opatření ke zmírnění následků klimatické změny. Ta mají široký dopad na vitalitu, růst, ukládání uhlíku a distribuci lesů (Vacek et al., 2023). Mašek et al. (2021), který pozoroval variabilitu růstu a odezvy růstu na klima ve dvou typech jehličnatých porostů ve střední Evropě, zjistil, že individuální stromy na klimatické podmínky reagují odlišně. Věk a velikost stromů měly výraznější vliv než topografické rozdíly mezi porosty. To potvrzuje i studie z východního Španělska, kde se měřila šířka letokruhů borovice blatky (*Pinus unciata*). Ta zdůrazňuje, že je nutný individuální přístup při zkoumání reakcí stromů na klima a zároveň je důležité brát v potaz potencionální abiotické a biotické faktory (Galván et al., 2014). Smrk ztepilý v horní oblasti lesní hranice měl rostoucí trend od 80. let, zatímco smrky, které byly 400 metrů pod hranicí lesa, měly trend růstu mírně klesající. Hlavním důvodem je, že lesní porost v nižším horském pásu je v posledních desetiletích více ovlivněn suchem. Lze tedy předpokládat, že v oblasti horní hranice lesa bude radiální růst zvýšený. Opačný trend budou mít nejspíše horské lesy v nižších nadmořských výškách, kde bude trend přírůstu tloušťky stagnovat nebo klesat (Ponocná et al., 2016).

2.5.1 Vliv CO₂ na růst stromů

Zásadním faktorem klimatické změny je zvýšený vliv CO₂. Není jasné, jaká bude reakce stromů v oblasti produktivity a dlouhodobého růstu, na zvyšující se koncentraci atmosférického CO₂ (Karnosky, 2003). Z porovnání mnoha studií kombinace mírně zvýšené teploty a koncentrace oxidu uhličitého mají boreální lesy pozitivní potenciál k fyziologickým a růstovým reakcím. Faktory, které pravděpodobně omezí růstové procesy a fotosyntetickou aktivitu v přírodních lesních ekosystémech, jsou živiny, nedostatečné množství vody a fotoperioda v terénu (Stinziano and Way, 2014). Experiment ve Švýcarských Alpách ukázal, že v prostředí obohaceném o oxid uhličitý metodou FACE, v oblasti mírně nad hranicí lesa, působí zvýšená koncentrace CO₂ na snížení odolnosti proti mrazu (Martin et al., 2010). Předpokládalo se, že zvyšující se koncentrace oxidu uhličitého bude kompenzována zvýšením sekvestrace uhlíku. Nyní ale záznamy letokruhů ukazují, že v boreálních lesích bude mít sucho hlavní roli v omezení absorpce uhlíku (Martinelli, 2004).

2.5.2 Vliv podmínek prostředí na přírůstky stromů

Jedním z hlavních faktorů pro růst letokruhů je klima. Stromy reagují na prostředí, kterému jsou vystaveny, jako je změna teploty, srážek, vlhkost půdy a počet oblačných dnů (Speer, 2010). Faktory mohou být ovlivněny konkurencí s ostatními stromy v porostu nebo jejich věkem (Primicia et al., 2015). Zvláště důležité jsou dendroklimatické analýzy při posuzování vlivu klimatických faktorů na růst stromů a určování významu jednotlivých podmínek (Gauli et al., 2022). Pomocí dendrologie lze také zrekonstruovat očekávaný radiální růst v závislosti na zvyšující se množství oxidu uhličitého (Martinelli, 2004). Korelace mezi růstem a klimatem je specifická pro jednotlivé druhy. Ve výzkumu Gauli et al. (2022), který byl provedený v severním Německu, se porovnávala borovice lesní, jedle Douglaska a smrk ztepilý. Růst smrku ztepilého byl podpořen hlavně vysokými teplotami v březnu a vysokými srážkami od května po červenec. Pro Evropu se však předpokládá snížení letních srážek. Růst zbylých dvou druhů byl hlavně stimulován díky nárůstu teplot zejména v zimě (Gauli et al., 2022).

3 PROJEKT

3.1 Úvod

Vliv klimatických změn na přírodní ekosystémy je v dnešní době stále naléhavější a aktuálnější téma. Lesní ekosystémy jsou jedny z nejvíce ovlivněných klimatickou změnou a zároveň mohou její důsledky významně zmírnit. Kůrovcové kalamity a jiné disturbance se mohou v budoucnu objevovat stále častěji. V posledních letech se na Šumavě zaznamenávají negativní trendy v pokryvu sněhu a srážkách, které povedou k výrazným posunům odtoku vody. Studovaná lokalita Luzenské údolí je svým charakterem mrazová kotlina bohatá na srážky. Díky tomu, by mohla v budoucnu pro chladnomilnější druhy fungovat jako útočiště před výrazným nárůstem teplot.

Tento projekt má za cíl poskytnout důležité informace o trendech klimatických parametrů a jejich vliv na vývoj struktury dřevin Luzenského údolí. Na lokalitě již dlouhodobě dochází k měření meteorologických parametrů, které by v kombinaci s navrhovaným projektem přispěly k lepšímu porozumění adaptace lesních ekosystémů na klimatické změny. Získané poznatky mohou být klíčové pro vytváření strategií ochrany životního prostředí a udržitelného plánování.

3.2 Cíle a hypotézy

Cíl: Hodnocení trendů klimatických parametrů a vývoj struktury dřevin Luzenského údolí v kontextu klimatické změny

- a) Porovnání trendů vývoje teplot a srážek v Luzenském údolí a na Horské Kvildě (srovnání oblasti s teplotní anomálií s reprezentativní oblastí pro centrální Šumavu)
- a) Sledování výšky a přírůstu dřevin za posledních 10 let
- b) Sledování počtu dřevin v Luzenském údolí za posledních 80 let pomocí interpretace leteckých snímků

Hypotéza:

- a) Mikroklima Luzenského údolí se po disturbanceci navrácí do stabilní fáze a bude i přes oteplování způsobené klimatickou změnou vůči svému okolí relativně chladnějším teplotním refugiem
- b) Na výškovém profilu bude vidět vliv menšího ročního přírůstu vlivem mrazové kotliny

3.3 Návrh realizace projektu

3.3.1 Charakteristika studované lokality

Studované území se rozkládá v centrální oblasti NP Šumava. Celá oblast Luzenského údolí spadá do I. zóny ochrany, které je ponecháno přirozenému vývoji. Z jihu je obklopeno vrcholy Luzný (1373 m.n.m), Špičnick (1351 m.n.m.) a Hraniční hora (1235 m.n.m.), z východní strany Velká Mokrůvka (1370 m.n.m.), a Malá Mokrůvka (1331 m.n.m.), ze severozápadní strany Studená hora (1302 m.n.m) a ze západní strany Blatný vrch (1375 m.n.m.). Na německé straně Národního parku pramení Luzenský potok, který údolím protéká. Soutokem s Březnickým potokem vytváří potok Modravský. Nadmořská výška údolí se pohybuje v rozmezí 1140–1180 m. n. m.. Do údolí z okolních svahů stéká a hromadí se studený vzduch, čímž se tvoří mrazová kotlina.

Studovaná oblast spadá do 8. LVS, tedy pásma s přirozenými smrčiny a 7. LVS, pásma bukových smrčiny (Hladilin, 1996). V Luzenském údolí se však buk nevyskytuje. Mrazová kotlina má příliš chladné klima a letní přízemní mrazy jeho růst omezují (Čížková et al., 2017). I když dochází k náletu listnatých stromů, jako je jeřáb ptačí, bříza bělokorá, javor klen a vrba jíva, tvoří pouze 5 % obnoveného porostu. Většinou jsou poškozovány zvěří a přežívá pouze smrk ztepilý (Vacek et al., 2018).

Podle údajů z meteorologické stanice Březník (1137 m. n. m.) byla v období 1988–2018 průměrná roční teplota vzduchu 2,4 °C. V posledních letech průměrná roční teplota postupně narůstá, a to až o 0,18 °C za rok. Z let 2014–2018 je roční průměr teploty už 4,0 °C. K největšímu oteplení dochází v dubnu, květnu, červnu, červenci a listopadu. V porovnání s meteorologickou stanicí v podobné nadmořské výšce, tedy s Churánovem (1118 m.n.m.), kde je v průměru 147 mrazových dní za rok, je jich na Březníku naměřeno 239 (Procházka, 2019).

Oblast Luzenského údolí se vyznačuje vysokými úhrny srážek. Průměrný roční úhrn na Březníku byl v letech 1988–2018 1 603 mm. Vyšší část srážek bývá zaznamenána od října po březen. V dubnu je naopak srážek nejméně. V průběhu pozorovaného období v letních a zimních měsících rozdíl v úhrnu srážek lehce poklesl. Trend pro roztávání sněhu se každých deset let zrychluje v průměru o pět dní (Procházka, 2019).

První plochy se stromy napadenými lýkožroutem v NP Šumava se objevily v roce 1990 a gradace nastala mezi lety 1995 a 1997 (Hais et al., 2009; Barta et al., 2022). K rozsáhlým kůrovcovým kalamitám došlo i v oblasti Březníku. Lesy v bezzásahové oblasti však dobře regenerují (Jonášová, 2001). Konkrétně na Velké Mokrůvce byl v roce 2007 průměrný roční výškový přírůstek obnovy 10–30 cm, o osm let později to již bylo 40–45 cm (Vacek et al., 2018).

Větší rozdíly v měřených veličinách na Březníku oproti jiným meteorologickým stanicím jsou přisuzovány uschnutí stromového patra smrků (Procházka, 2019). Pomocí termálních dat z let 1985 až 2015 bylo možné popsat, že obnova 50 % lesa od disturbance trvala v průměru 21 let (Barta et al., 2022).

Údolí je z velké části pokryto nivními vrchovišti, které vznikly zrašeliněním rašeliníků, suchopýrů a ostřic. V porostech azonálních smrčín lze nalézt i kriticky ohrožený druh orchideje (*Listera cordata*). V území bylo zmapováno šest prioritních biotopů chráněných v rámci Natura 2000 (Křenová, 2006). Podél Luzenského potoka se rozkládá největší vrchoviště s porosty mrazových forem smrku (Spitzer and Bufková, 2008). Dále jsou zde hlavními krajinnými prvky primární bezlesí a horské smrčiny (Hais and Pokorný, 2004).

3.3.2 Dosavadní výzkum na lokalitě

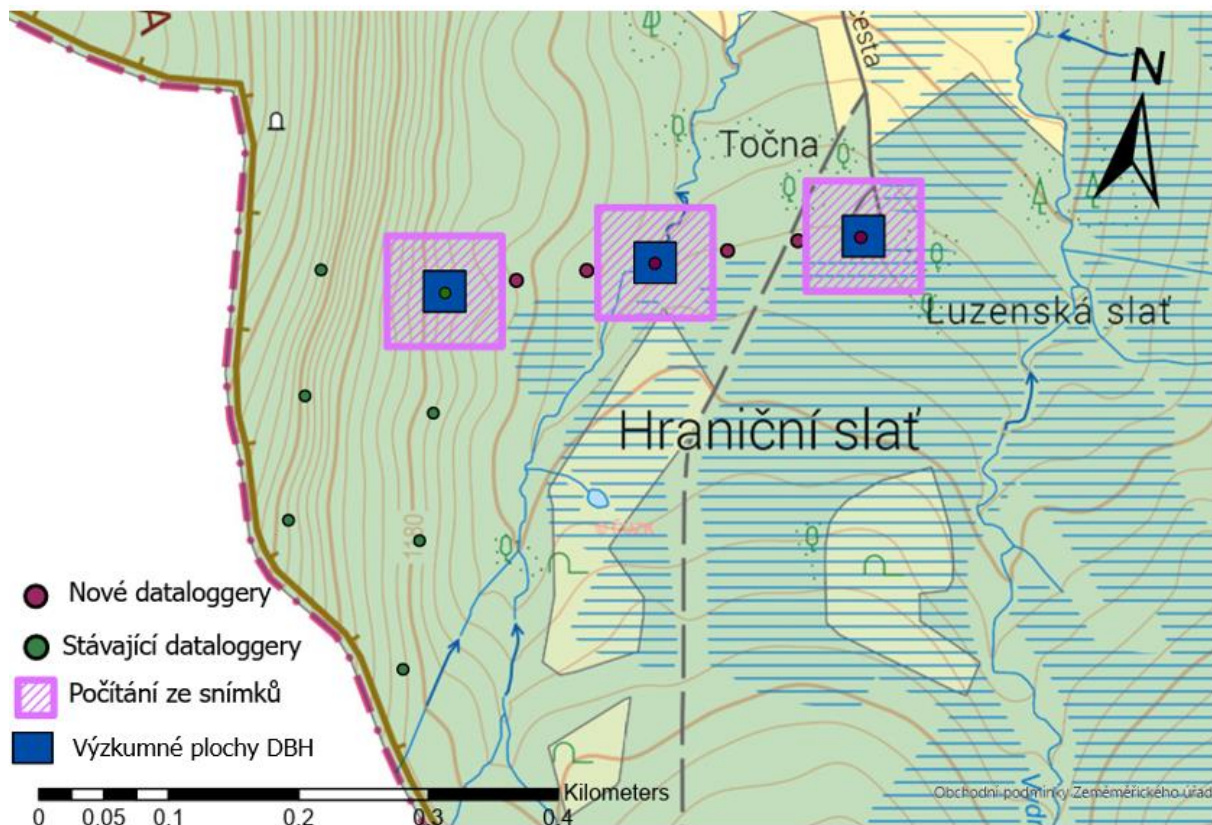
První srážkoměrná stanice byla na Březníku vybudována v roce 1879 v místě bývalé myslivny. Nepravidelně docházelo i k měření teploty vzduchu a výšky sněhové pokrývky. Dle archivu ČHMÚ měření skončilo v roce 1948. Meteorologické měření se zde podařilo obnovit v roce 1986 díky Antonínu Vojvodíkovi a Vladislavu Válečkovi. Nad soutok Březnického potoka s Luzenským, který se nachází na severním konci údolí, byla instalována meteorologická budka v nadmořské výšce 1137 m. V roce 2011 se stanice zařadila do sítě stanic ČHMÚ a došlo k její automatizaci. Přes třicet let v řadě zde dochází k pozorování teploty vzduchu, výšky sněhové pokrývky a úhrnu srážek (Procházka, 2019).

Dále jsou v Luzenském údolí meteorologická stanice Březnický potok, patřící Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy, meteorologická stanice Březník-hřeben v oblasti Blatného vrchu, instalována spolkem SUMAVA.EU, a totalizátor na jižním konci údolí od ČHMÚ. K pozorování také napomáhají snímky z webových kamer od údolí až k vrcholu Luzný (Procházka, 2019).

Nad Luzenským údolím se od roku 2019 měří pomocí dataloggerů TMS-4 teplota vzduchu, půdy a půdní vlhkost. V letech 2018 a 2023 proběhlo na ploše o velikosti 20 ha měření DBH (diameter at breast height) stromů, tedy jejich výčetní tloušťky a výšky. Datalogger je ve středu 1 ha čtverců a dvě třetiny nevyznačených čidel jsou na území Německa. DBH se obvykle měří ve výšce 1,3 m nad zemí a zjišťuje se průměr kmene stromu v milimetrech. Stromy do 2 metrů v oblasti sledované plochy mají změřenou výšku. Jedná se přibližně o 500 jedinců. Z údajů lze průběžně hodnotit přírůstek stromů a také vypočítat průměrnou výšku stromů.

3.3.3 Metodika

Navržená metodika je zvolena tak, aby bylo možné do budoucna využít a rozšířit stávající měření na zájmové lokalitě. V terénu je hlavní náplní instalace dataloggerů, které budou měřit teplotu vzduchu. Budou instalovány od točny účelové komunikace v Luzenském údolí po síť dataloggerů instalovaných Univerzitou Karlovou. Transekt bude čítat 6 dataloggerů vzdálených od sebe 100 m. Začátek transektu je zvolen tak, aby vedl ode dna údolí až po stávající datalogery, se kterými lze data dále porovnávat. Součástí transektu budou také 3 čtvercové výzkumné plochy o rozloze 0,4 ha. Středem výzkumných ploch bude vždy datalogger. Na těchto plochách se bude měřit DBH těchto stromů, které budou mít dostatečnou výšku pro měření, tedy cca 130 cm. U stromů, které mají celkovou výšku do 2 m, se bude měřit také výška. První měření proběhne v létě 2024 a stejným postupem bude opakováno o pět let později, tedy v létě 2029. Měření proběhlo stejným způsobem na plochách stávajících dataloggerů v roce 2018 a pět let poté. Stejná metodika byla zvolena hlavně proto, aby bylo možné měření porovnat s daty, která již existují.



Obr. 1: Navrhovaný transekt vedoucí od točny po síť stávajících dataloggerů.

Modře zbarvenými čtverci jsou vyobrazeny výzkumné plochy, kde se bude měřit DBH a výška stromů. Fialově vyobrazené plochy jsou oblasti, kde se pomocí leteckých snímků z let

1950, 1991, 2011, 2016 a 2023 bude porovnávat vývoj vegetace v průběhu let, tedy změny počtu živých stromů. Data leteckých snímků budou v průběhu projektu doplněna o roky 2024 až 2029. Zde budou sledovány rozdíly mezi plochami, které jsou blíže ke dnu údolí, a těmi ve vyšších nadmořských výškách.

Pro porovnání trendů vývoje teplot a srážek bude použit lineární regresní model vytvořený pomocí funkce lm v statistickém softwaru R. Závislou proměnou představuje teplota nebo srážky a nezávislou proměnou rok. Stejnou metodou byly zpracovány data pro předběžné výsledky.

3.4 Časový harmonogram

Projekt je navržen na 5 let (Tab. I). Měsíce červen a červenec roku 2024 budou věnovány přípravným pracím, jejichž součástí je získání povolení k výzkumu od Národního parku Šumava. Dále bude nakoupeno vybavení potřebné k terénním pracím. V srpnu daného roku se instalují datalogery a proběhne první měření DBH a výšek stromů. Každý následující rok se budou průběžně zpracovávat data z datalogerů a z leteckých snímků. V červenci 2029 proběhne opětovné měření DBH a výšek. Získaná data z datalogerů se po pěti letech porovnají s daty z meteorologické stanice na Horské Kvildě. Data budou publikována v podobě závěrečné zprávy a jako odborný článek do časopisu Silva Gabreta a Šumava.

Tab. I: Časový harmonogram projektu

Rok	2024	2024	2024	2025	2026	2027	2028	2029	2029
Měsíc	VI.	VII.	VIII.	VIII.	VIII.	VIII.	VIII.	VII.	VIII.
Přípravná fáze									
Instalace datalogrů									
Měření DBH a výšky									
Průběžné zpracování dat									
Závěrečná zpráva									

3.5 Finanční náročnost

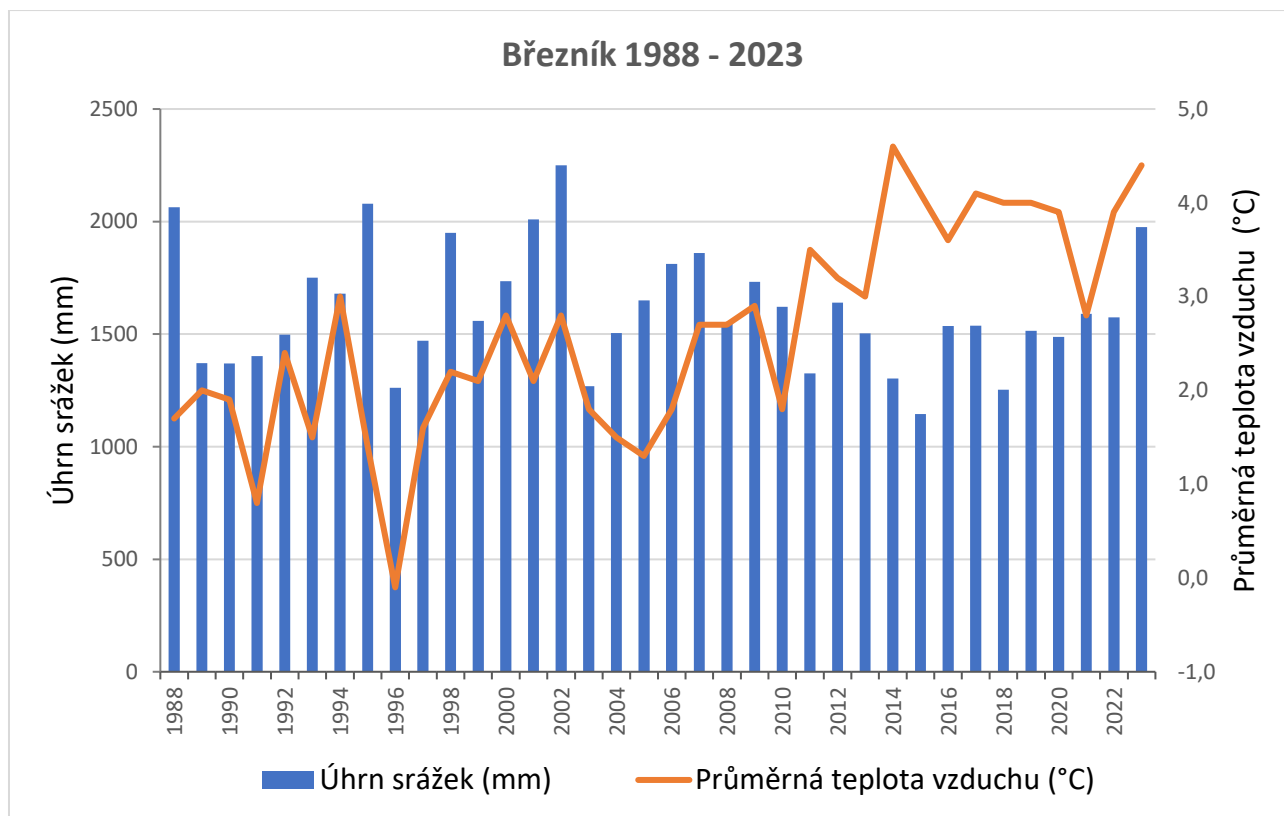
Celkové náklady potřebné na realizaci dvouletého projektu činí 659 000 Kč (Tab. II). Osobní náklady jsou rozděleny mezi dva terénní pracovníky, technika a řešitele. Technik obdrží jednorázovou odměnu 8 000 Kč za instalaci dataloggerů. Terénní pracovníci budou mít smlouvu na DPP (250 Kč/hod). Práce v terénu bude na jeden měsíc v letech 2024 a 2029. Náplní práce bude měřit DBH a výšky stromů v určené ploše. Náklady na terénní pracovníky vychází na 160 000 Kč. Řešitel bude mít 10 % úvazek po dobu pěti let (počítáno z hrubé mzdy ve výši 40 000 Kč/měsíc za 100 % úvazku). Jeho úkolem bude zadávání práce terénním pracovníkům, průběžné zpracování dat a sepsání závěrečné zprávy. Pro výzkum budou dostačující dataloggery, které měří pouze teplotu vzduchu, ty jsou také cenově dostupnější. Bude pořízeno 6 dataloggerů v celkové hodnotě 6 000 Kč. Pro měření DBH se zakoupí 2 průměrky v celkové hodnotě 70 000 Kč. Pro přesnější měření a zaznamenávání dat jsem zvolila průměrku elektronickou. Pro měření výšky stromů se zakoupí 1 laserový výškoměr v celkové hodnotě 5 000 Kč. Pro orientaci v terénu a vytyčení výzkumných ploch se zakoupí GPS v hodnotě 10 000 Kč. V cestovních nákladech jsou zahrnuty cesty automobilem pro dopravu terénních pracovníků na lokality.

Tab. II: Finanční náročnost projektu na dobu pěti let

Položka	2024	2025	2026	2027	2028	2029	Celkové náklady
Teplotní datalogery	6 000						6 000
Průměrky	70 000						70 000
Výškoměr	5 000						5 000
GPS	10 000						10 000
Osobní náklady Technik	8 000						8 000
Osobní náklady Terénní pracovníci	80 000					80 000	160 000
Osobní náklady Řešitel	48 000	48 000	48 000	48 000	48 000	48 000	240 000
Cestovní náklady	6 000					6 000	12 000
Celkem	233 000	48 000	48 000	48 000	48 000	134 000	559 000

3.6 Předběžné výsledky

Předběžné výsledky byly zpracovány hlavně díky poskytnutí dat ze soukromé meteorologické stanice Březník.

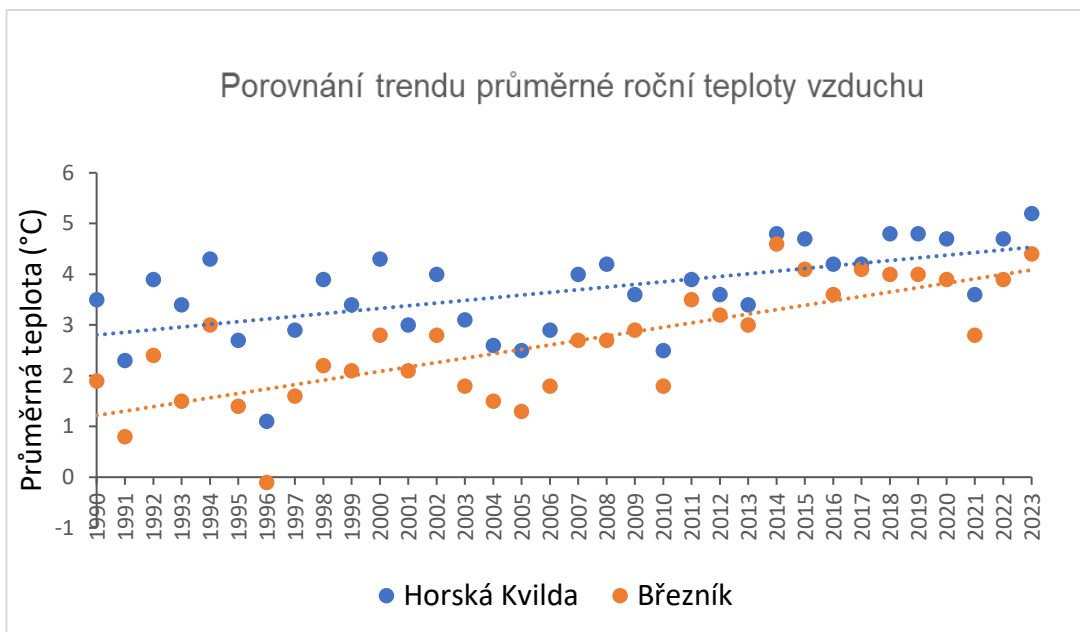


Obr. 2: Průměrné roční úhrny srážek v porovnání s průměrnou roční teplotou na stanici Březník za období 1988–2023 (zdroj dat: A. Vojvodík a J. Procházka).

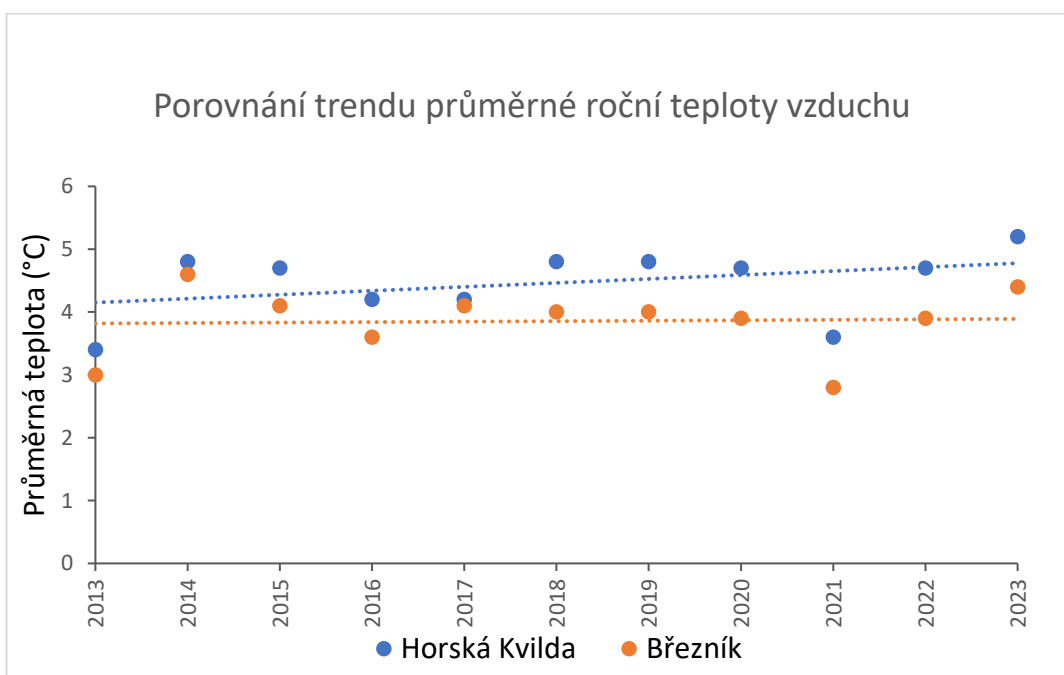
Tab. III: Lineární trendy srážek a teplot vzduchu a jejich statistická významnost

1888–2023	Lineární trend	p-hodnota	R ²
Průměrné roční srážky (mm)	$y = -4,310x - 1681,975$	> 0,05	0,03
Průměrná roční teplota (°C)	$y = 0,080x + 1,201$	< 0,05	0,57

Z poskytnutých dat z meteorologické stanice Březník za období 1988–2023 byl hladině významnosti $p < 0,05$ potvrzen rostoucí trend teplot. Srážky nevykazovaly žádný dlouhodobější trend.



Obr. 3: Porovnání lineární spojnice trendu průměrné roční teploty na Horské Kvildě a Březníku za období 1990–2023 (zdroj dat: A. Vojvodík, J. Procházka a ČHMÚ).



Obr. 4: Porovnání lineární spojnice trendu průměrné roční teploty na Horské Kvildě a Březníku za období 2013–2023 (zdroj dat: A. Vojvodík, J. Procházka a ČHMÚ).

V (Obr. 3) se lineární spojnice přibližují a průměrné hodnoty teplot na Březníku se zvyšují o něco rychleji. Ve své práci Procházka (2019) vysvětluje, že okolí Březníku zasáhla kůrovcová kalamita, při které došlo k úhynu stromového patra, to je pravděpodobně příčinou rychlejších teplotních změn. Dnes je již les ve fázi obnovy.

Tab. IV: Lineární trendy teplot vzduchu a jejich statistická významnost

Období	Stanice	Lineární trend	p-hodnota	R ²
1990-2023	Horská Kvilda	$y = 0,052x + 2,750$	< 0,05	0,33
1990-2023	Březník	$y = 0,087x + 1,129$	< 0,05	0,59
2013-2023	Horská Kvilda	$y = 0,063x + 4,087$	> 0,05	0,14
2013-2023	Březník	$y = 0,007x + 3,811$	> 0,05	0,002

Na hladině významnosti $p < 0,05$ byly potvrzeny rostoucí trendy průměrné roční teploty v období 1990–2023 na obou hodnocených stanicích. Trendy na Horské Kvildě ani na Březníku za období 2013–2023 statisticky potvrzeny nebyly. (Obr 4.) pro rok 2013–2023 přikládám jen pro ukázkou, jak by se trend mohl do budoucna vyvíjet.

4 ZÁVĚR

Důležitost monitoringu lesa roste v kontextu dnešních klimatických změn. Oteplování, nedostatek srážek a nárůst extrémních meteorologických jevů jako jsou vichřice, představují pro lesní ekosystémy značné výzvy. Analýza ukázala zvýšenou náchylnost lesů k disturbancím a ke škůdcům. Šumava byla v minulosti opakovaně zasažena kůrovcovou kalamitou a vlivem klimatických změn se tyto velkoplošné disturbance mohou vyskytovat ještě častěji a s větší intenzitou.

Předběžné výsledky této práce ukázaly stoupající trend teplot za pomoci dat z meteorologické stanice Březník v období 1988–2023, naopak srážky nevykazovaly žádný dlouhodobější trend. Dle předpokládaných hypotéz se domníváme, že i přesto to, že údolí prošlo významnou disturbancí vlivem kůrovcové kalamity, mikroklima oblasti se bude navracet do stabilního stavu před disturbancí. Do budoucna je otázkou, jak se bude trend teplot a srážek vyvíjet. Zda bude silnější stabilizační funkce lesa, nebo oteplování vlivem klimatických změn.

Pokud se hypotézy práce potvrdí, získáme tak důležité informace a data pro možné předpoklady vývoje reakce dřevin na klimatickou změnu a k monitorování dopadů globální změny klimatu. Práce může sloužit jako podklad pro budoucí výzkum na lokalitě a projekt je navržen tak, aby byla možná spolupráce s dalšími výzkumnými organizacemi.

5 LITERATURA

- Barta, K.A., Hais, M., Heurich, M., 2022. Characterizing forest disturbance and recovery with thermal trajectories derived from Landsat time series data. *Remote Sens. Environ.* 282, 113274. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113274>
- Bečka, P., Beudert, B., 2016. Kůrovec a voda. Jak bezzásahovost ovlivňuje vodní režim na Šumavě. *Šumava jaro*, 16–17.
- Beniston, M., 2012. Is snow in the Alps receding or disappearing? *WIREs Clim. Change* 3, 349–358. <https://doi.org/10.1002/wcc.179>
- Beniston, M., 2006. Mountain Weather and Climate: A General Overview and a Focus on Climatic Change in the Alps. *Hydrobiologia* 562, 3–16. <https://doi.org/10.1007/s10750-005-1802-0>
- Beniston, M., 2005. Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure Appl. Geophys.* 162, 1587–1606. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-2684-9>
- Beniston, M., 2003. Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts. *Clim. Change* 59, 5–31. <https://doi.org/10.1023/A:1024458411589>
- Beniston, M., 1997. Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcing. *Clim. Change* 36, 281–300. <https://doi.org/10.1023/A:1005310214361>
- Berec, L., Doležal, P., Hais, M., 2013. Population dynamics of *Ips typographus* in the Bohemian Forest (Czech Republic): Validation of the phenology model PHENIPS and impacts of climate change. *For. Ecol. Manag.* 292, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2012.12.018>
- Bílá, K., Hostýnek, J., Kindlmann, P., 2018. Comparison of precipitation and temperature regime In the Šumava National Park and in the surrounding foothills. *Eur. J. Environ. Sci.* 8, 131–138. <https://doi.org/10.14712/23361964.2018.18>
- Bonan, G.B., 2008. *Ecological climatology: concepts and applications*, Second edition. ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bufková, I., Křenová, Z., Bastl, M., 2021. Ten years of changes in hydrology and vegetation in montane mires of temperate zone in Central Europe (Šumava National Park). *Silva Gabreta* 27, 17–47.
- Čada, V., Brůna, J., Svoboda, M., Wild, J., 2013. Dynamika horských smrčín na Šumavě. *Živa* 61, 213–216.
- Camarero, J.J., Gazol, A., Sangüesa-Barreda, G., Oliva, J., Vicente-Serrano, S.M., 2015. To die or not to die: early warnings of tree dieback in response to a severe drought. *J. Ecol.* 103, 44–57. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12295>

- Cannone, N., Pignatti, S., 2014. Ecological responses of plant species and communities to climate warming: Upward shift or range filling processes? *Clim. Change* 123, 201–214. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1065-8>
- Cannone, N., Sgorbati, S., Guglielmin, M., 2007. Unexpected impacts of climate change on Alpine vegetation. *Front. Ecol. Environ.* 5, 360–364. [https://doi.org/10.1890/1540-9295\(2007\)5\[360:UIOCCO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1540-9295(2007)5[360:UIOCCO]2.0.CO;2)
- Carnicer, J., Alegria, A., Giannakopoulos, C., Di Giuseppe, F., Karali, A., Koutsias, N., Lionello, P., Parrington, M., Vitolo, C., 2022. Global warming is shifting the relationships between fire weather and realized fire-induced CO₂ emissions in Europe. *Sci. Rep.* 12, 10365. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14480-8>
- Chersich, S., Rejšek, K., Vranová, V., Bordoni, M., Meisina, C., 2015. Climate change impacts on the Alpine ecosystem: an overview with focus on the soil. *J. For. Sci.* 61, 496–514. <https://doi.org/10.17221/47/2015-JFS>
- Čížková, P., Hubený, P., Svoboda, M., 2017. Současné rozšíření smrku ztepilého a buku lesního v Národním parku Šumava v území ponechaném samovolnému vývoji. Dochází ke změně druhové skladby ve prospěch buku lesního? *Zprávy lesnického výzkumu* 62, 213–222.
- Dolák, L., Řehoř, J., Láska, K., Stepanek, P., Zahradníček, P., 2023. Air Temperature Variability of the Northern Mountains in the Czech Republic. *Atmosphere* 14, 1062. <https://doi.org/10.3390/atmos14071063>
- Dvořák, P., 2012. Jak vznikají velké mrazy [WWW Document]. Infomet. URL <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1327929546> (accessed 12.18.23).
- Fitzgerald, J., Lindner, M., 2013. Adapting to climate change in European forests – results of the MOTIVE project. Pensoft Publishers, Sofia.
- Galván, J.D., Camarero, J.J., Gutiérrez, E., 2014. Seeing the trees for the forest: drivers of individual growth responses to climate in *Pinus uncinata* mountain forests. *J. Ecol.* 102, 1244–1257. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12268>
- Gauli, A., Neupane, P.R., Mundhenk, P., Köhl, M., 2022. Effect of Climate Change on the Growth of Tree Species: Dendroclimatological Analysis. *Forests* 13, 496. <https://doi.org/10.3390/f13040496>
- Geiger, R., Aron, R.H., Todhunter, P., 2003. *The climate near the ground*, 6th ed. Rowman & Littlefield, Lanham.
- Gelnarová, T., Pouska, V., Svoboda, M., 2022. Vývoj Trojmezenského pralesa 13 let po kůrovcové gradaci – zůstává prales pralesem? *Silva Gabreta* 28, 83–103.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554. <https://doi.org/10.1038/366552a0>

- Hais, M., Jonášová, M., Langhammer, J., Kučera, T., 2009. Comparison of two types of forest disturbance using multitemporal Landsat TM/ETM+ imagery and field vegetation data. *Remote Sens. Environ.* 113, 835–845. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.12.012>
- Hais, M., Kučera, T., 2008. Surface temperature change of spruce forest as a result of bark beetle attack: remote sensing and GIS approach. *Eur. J. For. Res.* 127, 327–336. <https://doi.org/10.1007/s10342-008-0208-8>
- Hais, M., Langhammer, J., Jirsová, P., Dvořák, L., 2008. Dynamics of forest disturbance in central part of the Šumava Mountains between 1985 and 2007 based on landsat TM/ETM+ satellite data. *Acta Univ. Carol. Geogr.* 43, 53–62. <https://doi.org/10.14712/23361980.2015.71>
- Hais, M., Pokorný, J., 2004. Změny teplotně-vlhkostních parametrů krajinného krytu jako důsledek rozpadu horských smrčín. *Aktuality šumavského výzkumu II* 49–55.
- Hladilin, V., 1996. Péče o lesní ekosystémy Národního parku Šumava. *Silva Gabreta* 227–230.
- Houghton, J.T., 1998. *Globální oteplování*, 1st ed. Academia, Praha.
- IPCC, 2023a. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: Synthesis Report. Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. In Press. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- IPCC, 2023b. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- IPCC, 2023c. Summary for Policymakers, in: *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- IPCC, 2002. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, United Kingdom, New York, USA.
- Jackson, R.B., Randerson, J.T., Canadell, J.G., Anderson, R.G., Avissar, R., Baldocchi, D.D., Bonan, G.B., Caldeira, K., Diffenbaugh, N.S., Field, C.B., Hungate, B.A., Jobbágy, E.G., Kueppers, L.M., Noretto, M.D., Pataki, D.E., 2008. Protecting climate with forests. *Environ. Res. Lett.* 3, 044006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/3/4/044006>
- Jeník, J., 2008. Anemo-orografické systémy v evropských pohořích. *Geografické rozhledy* 18, 4–7.
- Jonášová, M.E., 2013. Přírodní disturbance – klíčový faktor obnovy horských smrčín. *Živa* 5, 216–219.

- Jonášová, M.E., 2001. Regenerace horských smrčín po kůrovcové kalamitě Regeneration of mountain spruce forests after a destructive bark beetle outbreak. *Silva Gabreta* 6, 241–248.
- Karnosky, D., 2003. Impacts of elevated atmospheric CO₂ on forest trees and forest ecosystems: Knowledge gaps. *Environ. Int.* 29, 161–9. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00159-9)
- Kindlmann, P., Matějka, K., Doležal, P., 2013. Co je za přemnožováním (gradací) lýkožrouta smrkového na Šumavě. *Živa* 5, 231–233.
- Kindlmann, P., Matějka, K., Doležal, P., 2012. *Lesy Šumavy, lýkožrout a ochrana přírody*, 1st ed. Karolinum, Praha.
- Kjučukov, P., Hubený, P., Čížková, P., Čada, V., Bače, R., Matějka, K., Hruška, J., Zenáhlíková, J., Hořejší, M., Svoboda, M., 2019. Horské smrčiny národního parku Šumava ve faktech. *Lesnická práce* 3, 21–23.
- Křenová, Z., 2006. Luzenské údolí na rozcestí. *Šumava* 33, 9–10.
- Kučera, T., 2005. Koncept ekologických fenoménů v interpretaci středoevropské vegetace (Ecological phenomena concept: the interpretation of the Central-European vegetation). *Malacol. Bohemoslov.* 3, 47–77. <https://doi.org/10.5817/MaB2005-3-47>
- Lamačová, A., Hruška, J., Trnka, M., Stepanek, P., Zahradníček, P., Meitner, J., Farda, A., 2018. Modelling future hydrological pattern in a Bohemian Forest headwater catchment. *Silva Gabreta* 24, 47–67.
- Martin, M., Gavazov, K., Körner, C., Hättenschwiler, S., Rixen, C., 2010. Reduced early growing season freezing resistance in alpine treeline plants under elevated atmospheric CO₂. *Glob. Change Biol.* 16, 1057–1070. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01987.x>
- Martinelli, N., 2004. Climate from dendrochronology: latest developments and results. *Glob. Planet. Change, Global Climate Changes during the Late Quaternary* 40, 129–139. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00103-6)
- Mašek, J., Tumajer, J., Rydval, M., Lange, J., Treml, V., 2021. Age and size outperform topographic effects on growth-climate responses of trees in two Central European coniferous forest types. *Dendrochronologia* 68, 125845. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2021.125845>
- Matějka, K., 2014. Počasí na Churáňově (Šumava) v období 1983-2011 a jeho možná interpretace z hlediska dynamiky ekosystémů [WWW Document]. URL <https://www.infodatasys.cz/climate/churanov1983-2011.pdf>
- Matějka, K., 2010. Dynamika lesů na Šumavě. *Šumava* 15, 14–17.
- Matějka, K., Modlinger, R., 2023. Ecological interpretation of climate change according to Churáňov station (NP Šumava, Czech Republic) during 60 years.

- Millar, C.I., Stephenson, N.L., Stephens, S.L., 2007. Climate Change and Forests of the Future: Managing in the Face of Uncertainty. *Ecol. Appl.* 17, 2145–2151. <https://doi.org/10.1890/06-1715.1>
- Oğurlu, İ., Avci, M., 1999. Investigations on a Frost Hollow. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry Turkish Journal of Agriculture and Forestry* 33, 1231–1235.
- Pepin, N.C., Lundquist, J.D., 2008. Temperature trends at high elevations: Patterns across the globe. *Geophys. Res. Lett.* 35, L14701. <https://doi.org/10.1029/2008GL034026>
- Petrík, M., Havlíček, V., Uherský, I., 1986. *Lesnícka bioklimatológia*, 1st ed. Príroda, Bratislava.
- Ponocná, T., Spyt, B., Kaczka, R., Büntgen, U., Treml, V., 2016. Growth trends and climate responses of Norway spruce along elevational gradients in East-Central Europe. *Trees* 30, 1633–1646. <https://doi.org/10.1007/s00468-016-1396-3>
- Post, E.S., 2013. *Ecology of climate change: the importance of biotic interactions*, Monographs in population biology. Princeton University Press, Princeton.
- Primicia, I., Camarero, J.J., Janda, P., Čada, V., Morrissey, R.C., Trotsiuk, V., Bače, R., Teodosiu, M., Svoboda, M., 2015. Age, competition, disturbance and elevation effects on tree and stand growth response of primary *Picea abies* forest to climate. *For. Ecol. Manag.* 354, 77–86. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.06.034>
- Procházka, J., 2019. Výsledky dlouhodobého pozorování na meteorologické stanici Březník na Šumavě (Results of long-term observation at meteorological station in Březník, Šumava mountains). *Meteorologické zprávy* 72, 97–105.
- Procházka, J., Tesař, M., Bednařík, J., 2018. Hodnocení sněhové pokrývky na Šumavě jako možného indikátoru klimatických a souvisejících změn (Snow Cover Assessment in the Bohemian Forest as a Potential Indicator of Climatic and Relating Changes). Presented at the Hospodaření s vodou v krajině.
- Sala, O.E., Chapin III, F.S., Armesto, J.J., Berlow, E., Bloomfield, J., Huenneke, L., Jackson, R., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D., Mooney, H., Oesterheld, M., Poff, N., Sykes, M., Walker, B., Walker, M., Wall, D., 2000. Biodiversity: global biodiversity scenarios for the year 2100. *Science* 287, 1770–1774.
- Senf, C., Seidl, R., 2018. Natural disturbances are spatially diverse but temporally synchronized across temperate forest landscapes in Europe. *Glob. Change Biol.* 24, 1201–1211. <https://doi.org/10.1111/gcb.13897>
- Skuhrový, V., 2002. *Lýkožrout smrkový (Ips typographus L.) a jeho kalamity*, 1st ed. Agrospoj, Praha.
- Solár, J., Janiga, M., 2013. Long-term Changes in Dwarf Pine (*Pinus mugo*) Cover in the High Tatra Mountains, Slovakia. *Mt. Res. Dev.* 33, 51–62. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-12-00079.1>
- Speer, J.H., 2010. *Fundamentals of Tree-ring Research*. University of Arizona Press, Tucson.

- Spitzer, K., Bufková, I., 2008. Šumavská rašeliniště. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk.
- Stinziano, J.R., Way, D.A., 2014. Combined effects of rising [CO₂] and temperature on boreal forests: growth, physiology and limitations. *Botany* 92, 425–436. <https://doi.org/10.1139/cjb-2013-0314>
- Vacek, Z., Vacek, S., Cukor, J., 2023. European forests under global climate change: Review of tree growth processes, crises and management strategies. *J. Environ. Manage.* 332, 117353. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.117353>
- Vacek, Z., Vacek, S., Remeš, J., Malík, K., 2018. Dynamika obnovy smrku v horských porostech zasažených kůrovcovou kalamitou v Národním parku Šumava (Dynamics of spruce regeneration in mountain forest stands affected by bark beetle outbreak in Šumava National Park). Presented at the Pěstování lesů ve střední Evropě (Proceedings of Central European Silviculture Vol. 8), Doksy, pp. 207–216.
- Vicente-Serrano, S.M., Gouveia, C., Camarero, J.J., Beguería, S., Trigo, R., López-Moreno, J.I., Azorín-Molina, C., Pasho, E., Lorenzo-Lacruz, J., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., Sanchez-Lorenzo, A., 2013. Response of vegetation to drought time-scales across global land biomes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 52–57. <https://doi.org/10.1073/pnas.1207068110>
- Vysoudil, M., 2009. Klasifikace místních klimatických efektů. *Geogr. Časopis* 61, 229–241.
- Yoshino, M.M., 1975. *Climate in a Small Area: An Introduction to Local Meteorology*. Univerzity of Tokyo Press, Tokyo.