

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ ЭКОЛОГИИ И ЭВОЛЮЦИИ ИМ. А.Н. СЕВЕРЦОВА РАН

*На правах рукописи*

Мамкин Вадим Витальевич

**Влияние вырубки на климаторегулирующие функции лесных экосистем  
юго-запада Валдайской возвышенности**

03.02.08 – экология  
(биологические науки)

Диссертация  
на соискание ученой степени кандидата биологических наук

*Научный руководитель:*  
к.б.н., доцент Ю.А. Курбатова

Москва – 2020

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	4
<b>Глава 1. Климаторегулирующие функции экосистем бореальных лесов и последствия сплошной вырубki леса</b> .....	10
1.1 Энерго- и массообмен наземных экосистем с атмосферой: понятия и термины .....	10
1.2 Климаторегулирующие функции бореальных лесов .....	28
1.3 Бореальные леса России. Южная тайга ЕТР .....	30
1.4 Экологические последствия вырубki леса. Воздействие вырубki на энерго- и массообмен лесной экосистемы с атмосферой.....	31
<b>Глава 2. Объекты исследования</b> .....	37
2.1 Описание района и объектов исследования.....	37
2.2 Современные изменения климата района исследования .....	47
2.3 Погодные условия периода наблюдений .....	51
2.4 Температурно-влажностный режим почвы.....	55
<b>Глава 3. Методы</b> .....	60
3.1 Метод турбулентных пульсаций .....	60
3.2 Пульсационные и метеорологические измерения в неморальном ельнике и на сплошной вырубке .....	66
3.3 Обработка данных .....	70
3.4 Источники неопределённости оценок потоков методом турбулентных пульсаций .....	71
3.5 Ветровой режим и турбулентность .....	74
3.6 Характеристика зон охвата .....	79
3.7 Невязка теплового баланса .....	81

3.8 Дополнительные наблюдения.....	87
<b>Глава 4. Тепловой баланс экосистем.....</b>	<b>89</b>
4.1 Радиационный баланс .....	89
4.2 Потоки тепла.....	98
4.3 Энергообмен экосистем с атмосферой с позиции неравновесной термодинамики.....	118
4.4 Выводы по главе .....	124
<b>Глава 5. Суммарное испарение экосистем .....</b>	<b>126</b>
5.1 Результаты .....	126
5.2 Обсуждение .....	131
5.3 Выводы по главе.....	133
<b>Глава 6. Потоки CO<sub>2</sub>.....</b>	<b>135</b>
6.1 Результаты .....	136
6.2 Обсуждение .....	155
6.3 Выводы по главе.....	174
<b>Заключение и основные выводы .....</b>	<b>176</b>
<b>Список сокращений и условных обозначений.....</b>	<b>179</b>
<b>Словарь терминов.....</b>	<b>180</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>182</b>
<b>Приложение 1. Таблица описаний профилей почвы фоновых участков на сплошной вырубке (СВ) и в неморальном ельнике (НЕ) (Автор: Иванов Д.Г.).....</b>	<b>209</b>

## Введение

**Актуальность и степень разработанности темы исследования.** Биогеофизические и биогеохимические процессы, определяющие обмен энергией и веществом наземных экосистем с атмосферой, в последние годы рассматриваются в контексте оценки климаторегулирующих функций экосистем в условиях глобальных климатических изменений и роста антропогенных нагрузок (de Groot et al., 2002; Chapin et al., 2008; IPCC, 2014). Актуальность исследований воздействия антропогенных нарушений на климаторегулирующие функции вызвана, во-первых, необходимостью учёта трансформации процессов энерго- и массообмена в результате антропогенного нарушения при прогнозировании изменений климата и состояния окружающей среды, а во-вторых, недостатком знаний о способности природных экосистем к восстановлению своих функций после нарушения, т.к. их отклик на внешние воздействия, как правило, носит нелинейный характер (IPCC, 2018; King et al., 2018).

Взаимное влияние леса на климат и климата на лес в настоящее время очевидно для научного сообщества (Замолодчиков, Краев, 2016; Молчанов, 1961; Bonan, 2008; Green et al., 2017; IPCC, 2018). Занимая более 3.9 млрд га (около 30% поверхности суши на земном шаре), лесные экосистемы участвуют в преобразовании энергии, воды и углерода, оказывая существенное влияние на тепловой, водный и углеродный балансы атмосферы. В то же время более 80% лесов мира подвергались когда-либо природным или антропогенным нарушениям (Bjornlund, 2008). Площадь бореальных лесов составляет почти  $\frac{1}{4}$  (22%) общей площади лесов (Keenan et al., 2015). Благодаря низкой отражательной способности (альбедо) бореальные леса Северного полушария интенсивно преобразуют солнечную радиацию, контролируют суммарное испарение и являются преимущественно стоком атмосферного CO<sub>2</sub> (Bonan, 2008). Согласно результатам численного моделирования, суммарный эффект от вырубki бореальных лесов приводит к снижению средней глобальной температуры воздуха у поверхности земли (Bonan, 2008; IPCC, 2014; Snyder et al., 2004), однако региональные оценки воздействия вырубki леса на тепловой режим атмосферы не столь однозначны (Lejeune et al., 2018). Значительный разброс в оценках изменения климаторегулирующих функций растительности, которые были получены на основе численного моделирования,

сложность биологических процессов, влияющих на энерго- и массообмен лесных экосистем с атмосферой, и мозаичность растительного покрова обуславливают необходимость получения экспериментальных данных о потоках тепла и парниковых газов с учётом разнообразия экологических условий. Экспериментальные данные необходимы для верификации результатов численного моделирования, улучшения качества климатического прогноза и оценки экологических последствий климатических изменений.

Наблюдения, позволяющие оценить трансформацию биогеофизических и биогеохимических процессов в результате вырубki леса, носят крайне ограниченный характер. Для территории России исследования, направленные на оценку энерго- и массообмена антропогенно нарушенных экосистем с атмосферой на основе прямых экспериментальных измерений, остаются единичными (Кузнецов, 2017; Молчанов и др., 2017; Machimura et al., 2005; Mamkin et al., 2019a и др.). Большая часть исследований на вырубках была сфокусирована на изучении углеродного баланса нарушенных экосистем и выполнена на территории США и Канады в соответствующих региону экологических условиях, в связи с чем затруднительно сделать вывод о репрезентативности результатов наблюдений на территории Северной Америки применительно к бореальным лесам других регионов мира, в том числе и к лесам европейской территории России (ЕТР).

**Цели и задачи исследования.** Цель исследования состояла в оценке трансформации климаторегулирующих функций лесных экосистем в результате сплошной вырубki в условиях южной тайги ЕТР.

Для достижения цели исследования были поставлены и последовательно решены следующие задачи:

1. Организация и поддержание одновременных наблюдений за экосистемными потоками тепла, влаги и диоксида углерода, а также метеорологическими параметрами на сплошной вырубке первых трёх лет зарастания и в субклимаксом неморальном ельнике, расположенных в одинаковых климато-эдафических и орографических условиях и являющихся стадиями одного сукцессионного ряда.
2. Исследование влияния сплошной вырубki на преобразование потоков солнечной радиации.
3. Оценка трансформации биогеофизических процессов (обмен потоками тепла и влаги экосистемы с атмосферой) после сплошной вырубki леса.
4. Выявление специфики биогеохимических процессов (депонирования и эмиссии диоксида углерода) на сплошной вырубке первых лет зарастания.
5. Исследование влияния сплошной вырубki на отклик процессов энерго- и массообмена экосистемы с атмосферой в ответ на изменчивость метеорологических переменных.

**Научная новизна исследования.** Впервые для подзоны южной тайги ЕТР на основе прямых наблюдений, проводимых по единой методологии в одинаковых климато-эдафических условиях, были получены одновременные количественные оценки экосистемных потоков  $H_2O$  и  $CO_2$ , составляющих радиационного и теплового балансов на сплошной вырубке первых трёх лет зарастания и в неморальном ельнике, что позволило впервые для региона выявить закономерности трансформации климаторегулирующих функций в результате вырубки.

В том числе впервые показано, что сплошная вырубка в южно-таёжной подзоне ЕТР приводит к уменьшению энергообеспеченности экосистемы, снижению турбулентного теплообмена, суммарного испарения и к увеличению эмиссии  $CO_2$  в атмосферу. В то же время вырубка не оказывает влияния на структуру расходной части теплового баланса и не приводит к изменению абиотических факторов, определяющих суммарное испарение.

Также впервые для региона получены оценки энерго- и газообмена  $CO_2$ ,  $H_2O$  зарастающей сплошной вырубки в суточной, сезонной и межгодовой динамике на экосистемном уровне осреднения, которые характеризуют специфику биогеофизических и биогеохимических процессов экосистемы вырубки как особого типа деятельной поверхности.

**Теоретическая и практическая значимость работы.** Полученные в ходе исследования результаты позволили расширить существующие представления о влиянии вырубки на климаторегулирующие функции лесных экосистем в условиях современного климата. Результаты работы могут быть использованы для уточнения параметров климатических и экологических моделей, при расчётах региональных потоков парниковых газов, а также могут быть востребованы при разработке экологической политики в рамках выполнения международных обязательств по предотвращению глобальных климатических изменений.

Данные полевого эксперимента на сплошной вырубке включены в открытую международную базу данных эколого-климатического мониторинга European Fluxes Database Cluster (<http://www.europe-fluxdata.eu/>).

**Методология и методы исследования.** Исследование основано на сравнении данных одновременных экспериментальных наблюдений за экосистемными потоками тепла  $H_2O$  и  $CO_2$  на основе методики турбулентных пульсаций (eddy covariance) (Aubinet et al, 2012; Burba et al., 2013) в двух экосистемах, расположенных в сходных климатических, эдафических и орографических условиях: в ненарушенном (условно) неморальном ельнике

и на сплошной вырубке первых трёх лет зарастания. Организация полевого эксперимента, обработка и интерпретация результатов были выполнены согласно методическим рекомендациям международной сети эколого-климатических станций (сеть FLUXNET).

**Положения, выносимые на защиту:**

1. Сплошная вырубка неморального ельника в подзоне южной тайги ЕТР приводит к уменьшению радиационного баланса, суммарного испарения и турбулентного теплообмена лесной экосистемы с атмосферой.
2. Сплошная вырубка неморального ельника в подзоне южной тайги ЕТР не приводит к изменению структуры теплового баланса за вегетационный период: затраты тепла на суммарное испарение превышают поток явного тепла, что характерно для ненарушенных лесных экосистем бореальной зоны.
3. Сплошная вырубка в подзоне южной тайги ЕТР является устойчивым источником CO<sub>2</sub> для атмосферы в течение первых трёх лет зарастания на уровне сумм чистого экосистемного обмена за вегетационный период, в то время как ненарушенные зрелые еловые экосистемы бореальной зоны могут быть как стоком, так и источником CO<sub>2</sub> в зависимости от погодных условий вегетационного периода.

**Степень достоверности и апробация результатов.** В работе использованы стандартизированные методы измерения, обработки и интерпретации данных о потоках энергии и вещества между наземными экосистемами и атмосферой. Результаты исследования были представлены на Всероссийской конференции «Стационарные экологические исследования: опыт, цели, методология, проблемы организации» (пос. Заповедный, Тверская обл., 2016 г.), на Всероссийской конференции с международным участием «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития» (Москва, 2017 г.), на Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Теория и практика современных географических исследований» в рамках XIII Большого географического фестиваля (БГФ-2017) (Санкт-Петербург, 2017 г.), на Генеральной ассамблее Европейского союза наук о земле (EGU) (Вена, Австрия, 2017 и 2018 гг.), на Всероссийской конференции с международным участием «Вклад заповедной системы в сохранение биоразнообразия и устойчивое развитие» (пос. Заповедный, Тверская обл., 2017 г.), на Всероссийской конференции с международным участием «Бореальные леса: состояние, динамика, экосистемные услуги» (Петрозаводск, респ. Карелия, 2017 г.), на 3-й международной научной конференции РЕЕХ (Москва, 2017 г.), на конференции японского общества наук о Земле (JpGU) (Тиба, Япония, 2018 и 2019 гг.), на тематической конференции международного географического союза,

посвящённой 100-летию Института Географии РАН «Practical Geography and XXI Century Challenges» (Москва, 2018 г.), на Всероссийской конференции с международным участием «Научные основы устойчивого управления лесами» (Москва, 2018 г.), на Осенней конференции американского геофизического союза (AGU) посвящённой 100-летию AGU (Вашингтон, США, 2018 г.), на Всероссийской конференции с международным участием «Лесные экосистемы бореальной зоны: биоразнообразие, биоэкономика, экологические риски» (Красноярск, 2019 г.), на Второй международной конференции «Летопись природы: фенология, отклики биоты на изменение климата» (онлайн-конференция, пос. Заповедный, Тверская обл., 2020 г.), на международной научной конференции общеевропейской объединённой системы мониторинга за углекислым газом (ICOS) (онлайн-конференция, Утрехт, Нидерланды, 2020 г.).

**Публикации.** Материалы диссертации опубликованы в 7 статьях рецензируемых научных журналов, из которых 6 относятся к перечню изданий, рекомендованных ВАК, 5 индексируются в WoS Core Collection, а также представлены в 1 коллективной монографии и в 18 публикациях в прочих изданиях, включая материалы международных и всероссийских конференций.

**Личный вклад автора.** Соискателем были лично организованы трёхлетние экспериментальные наблюдения на сплошной вырубке, включая работы по комплектации и установке оборудования, периодический контроль работы приборной базы и качества результатов наблюдений, проведены обработка и интерпретация экспериментальных данных в рамках задач диссертационного исследования.

**Структура и объём работы.** Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения. Текст работы содержит 209 страниц, 74 рисунка и 18 таблиц. Список литературных источников включает 315 наименований, из них 234 на английском языке.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.б.н., в.н.с. Ю.А. Курбатовой и всему коллективу Лаборатории биогеоценологии им. В.Н. Сукачева ИПЭЭ РАН за помощь в организации экспериментальных наблюдений на сплошной вырубке, за возможность использования в работе данных долговременных эколого-климатических наблюдений, проводимых на базе Южно-Валдайской экологической обсерватории ИПЭЭ РАН «Оковский лес», а также за ценные советы и конструктивное обсуждение результатов исследования. Автор благодарен руководству и сотрудникам Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника

за предоставленную возможность работы на территории Заповедника и содействие в организации и проведении наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РНФ № 14-14-00956, РФФИ и РГО №17-05-41127 РГО\_a, Программ Президиума РАН «Биоразнообразие природных систем и биологические ресурсы России» и «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования».

## **Глава 1. Климаторегулирующие функции экосистем бореальных лесов и последствия сплошной вырубki леса**

### **1.1 Энерго- и массообмен наземных экосистем с атмосферой: понятия и термины**

#### **1.1.1 Климаторегулирующие функции лесных экосистем**

Климат Земли формируется под влиянием внешних и внутренних факторов. К внешним относятся астрономические факторы (светимость Солнца, наклон земной оси, скорость вращения Земли и т.п.). Внутренняя изменчивость климатической системы определяется взаимодействием её элементов: атмосферы, океана, суши, криосферы и биоты (Будыко, 1980; Кислов, 2001; Хромов, Петросянц, 2006). Между элементами климатической системы происходит непрерывный обмен энергией и веществом. Совокупности процессов энерго- и массообмена формируют теплооборот, влагооборот и глобальные биогеохимические циклы. Климаторегулирующие функции наземной биоты заключаются, прежде всего, в поддержании естественных циклов превращения энергии и вещества. Наземная биота контролирует свойства подстилающей поверхности, которые, в свою очередь, определяют тепло-, влаго- и газообмен суши и атмосферы. Климаторегулирующие функции рассматриваются в ряду других средообразующих функций природных биосистем (Национальная стратегия сохранения биоразнообразия России, 2002; Millenium Ecosystem Assessment, 2005) и могут быть разделены на две взаимосвязанные группы биогеофизических и биогеохимических функций (Букварева, 2010). Биогеофизические функции связаны с процессами, регулирующими потоки тепла и влаги в системе “экосистема — атмосфера”. Биогеохимические функции связаны с процессами, определяющими поглощение и эмиссию парниковых газов (Рисунок 1).

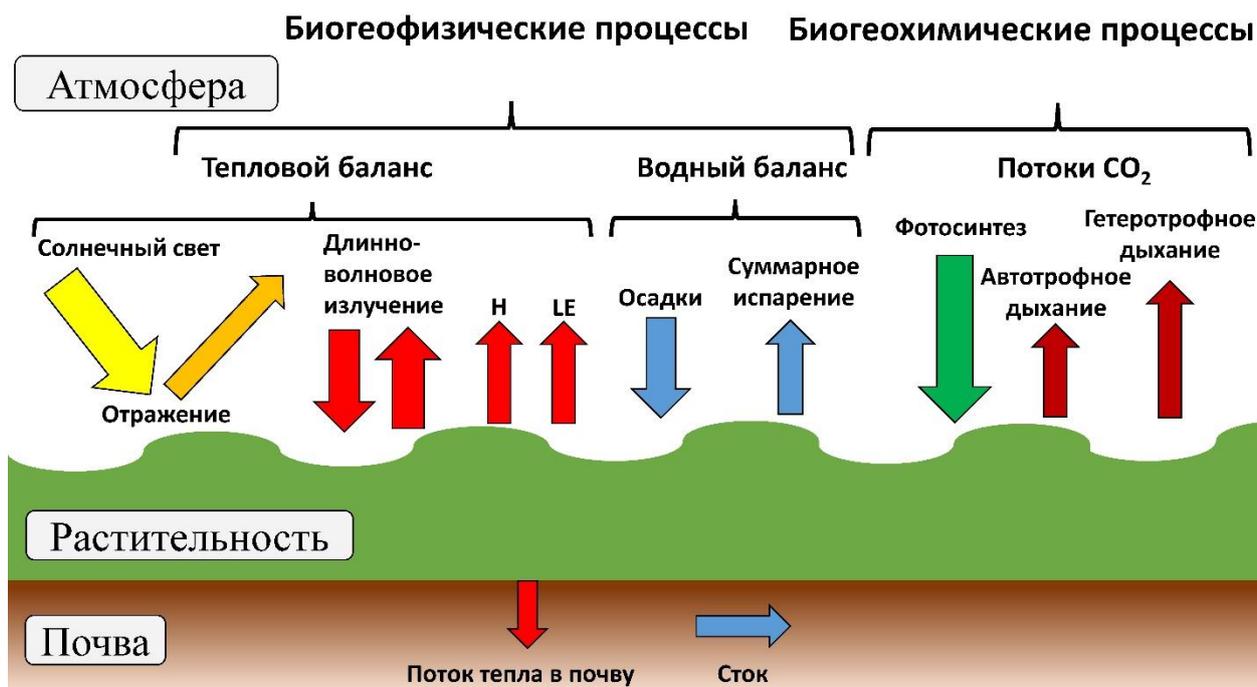


Рисунок 1. Основные биогеофизические и биогеохимические процессы обмена энергией и веществом наземной экосистемы с атмосферой,  $H$  — турбулентный поток тепла (поток явного тепла),  $LE$  — затраты тепла на суммарное испарение (поток скрытого тепла).

Деятельность наземной биоты как климатообразующего фактора имеет различный пространственный масштаб: от локального (микrokлимат) до глобального (климат Земли в целом). Среди наземных экосистем наиболее значимую роль в регуляции глобального климата выполняют лесные экосистемы. В то же время климатические условия являются экологическим фактором для лесных экосистем, оказывая влияние на структуру, функционирование и видовой состав растительных сообществ.

Современные исследования процессов энерго- и массообмена лесных экосистем с атмосферой основаны на применении балансовых уравнений (Сукачѳв, Дылис, 1966): радиационного, теплового, водного балансов и баланса CO<sub>2</sub> (Уравнения 2, 3, 12, 32). Балансовые уравнения считаются справедливыми для деятельного слоя, т.е. слоя почвы и растительности или воды, тепловое состояние которого обуславливается радиационными процессами и процессами теплообмена с атмосферой, а температура которого испытывает суточные и годовые колебания (Хромов, Мамонтова, 1974). Ниже будут рассмотрены основные процессы энерго- и массообмена экосистем с атмосферой на основе применения балансовых уравнений.

### 1.1.2 Радиационный баланс

Основным источником энергии для функционирования экосистемы и поддержания процессов обмена теплом, влагой и парниковыми газами экосистемы с атмосферой является

суммарная солнечная радиация ( $Rg$ ). Часть  $Rg$  поглощается и преобразуется в тепловую энергию, а другая часть отражается обратно в атмосферу. Количество поглощённой и отражённой солнечной радиации ( $Rr$ ) зависит от величины  $Rg$  и альбедо поверхности ( $\alpha$ ). Альбедо естественной поверхности — это характеристика отражательной способности поверхности почвы, воды, снега, растительности и т.д. (Хромов, Мамонтова, 1974):

$$\alpha = \frac{Rr}{Rg} \cdot 100\% \quad (1)$$

Поступление  $Rg$  определяется географической широтой, высотой над уровнем моря, условиями облачности и т.д., а величина  $\alpha$  — свойствами подстилающей поверхности (наличие снежного покрова, увлажнение почвы, состав фитоценоза, сомкнутость растительного покрова, смена фенофаз и др.).

Доля поглощённой коротковолновой радиации расходуется на формирование собственного длинноволнового излучения земной поверхности ( $LWout$ ), величина которого зависит от её относительной излучательной способности и температуры. Затраты энергии на  $LWout$  компенсируются приходом энергии встречного длинноволнового излучения атмосферы ( $LWin$ ).  $LWin$  определяется содержанием в атмосфере водяного пара и других газов, обладающих большой излучательной способностью (Хромов, Мамонтова, 1974).

Результирующая всех входящих и исходящих потоков коротковолновой и длинноволновой радиации называется радиационным балансом ( $Rn$ ):

$$Rn = Rg - Rr + LWin - LWout \quad (2)$$

Как правило, в условиях умеренного климата суточные суммы  $Rn$  положительны на протяжении вегетационного периода и отрицательны зимой.  $Rn$  затрачивается на турбулентный теплообмен с атмосферой, суммарное испарение, потоки тепла в почву, физиологические процессы и химические реакции.

Изменение свойств подстилающей поверхности приводит к изменению величин потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, что, в свою очередь, ведёт к изменению величины радиационного баланса. Альбедо лесной экосистемы влияет на количество поглощённой коротковолновой радиации и температуру деятельной поверхности. Деятельной поверхностью называется поверхность почвы, земли или растительности, которая непосредственно поглощает солнечную и атмосферную радиацию и отдаёт излучение в атмосферу, чем регулирует термический режим прилегающих слоёв воздуха (Хромов, Мамонтова, 1974). Кроме того, изменение толщины деятельного слоя и

структуры растительного покрова способно оказывать влияние на излучательную способность деятельной поверхности, от которой зависит  $LW_{out}$ . Среди ключевых факторов сезонной динамики  $Rn$  можно выделить сезонную изменчивость  $Rg$  и  $\alpha$ .

Тепловой баланс деятельного слоя земной поверхности складывается из суммы всех тепловых потоков на его верхней и нижней границах, а также изменений запасов тепла в пределах деятельного слоя (Foken, Nappo, 2008):

$$Rn = H + LE + G + \Delta St \quad (3)$$

где,  $Rn$  — радиационный баланс на верхней границе деятельного слоя;  $H$  — явный поток тепла, или турбулентный теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой;  $LE$  — поток скрытого тепла, связанный с фазовыми переходами воды, прежде всего, затратами тепла на суммарное испарение;  $G$  — поток тепла в почву;  $\Delta St$  — изменение запасов тепла в пределах деятельного слоя и другие источники или стоки энергии в экосистеме (затраты энергии на фотосинтез, дыхание, прочие химические реакции и др.) (см. Главу 3.8). На уровне годовых или месячных сумм величина  $\Delta St$  пренебрежимо мала по сравнению с другими членами расходной части уравнения теплового баланса, а также трудна в определении как экспериментальными, так и численными методами.

Левая часть уравнения теплового баланса является приходной, а правая — расходной. Таким образом,  $H$  и  $LE$  считаются положительными, когда поток тепла направлен в атмосферу.  $G$  считается положительным, когда поток тепла направлен в почву. Перенос явного и скрытого тепла осуществляется посредством турбулентных движений воздуха и определяется вертикальными градиентами температуры и влажности, а также развитием турбулентности в приземном слое атмосферы (Несмелова, Филиппова, 1995; Семенченко, 2002). Перенос тепла в почву осуществляется в основном путём молекулярной теплопроводности и зависит от вертикального градиента температуры почвы, а также её характеристик теплопроводности.

### **1.1.3 Процессы энергообмена экосистемы с атмосферой с позиции неравновесной термодинамики**

В микроклиматологии энергообмен деятельного слоя экосистем с атмосферой рассматривается в терминах первого начала термодинамики (закон сохранения энергии). В последнее время в биогеоценологии распространяется подход к описанию процессов энергообмена с позиции второго начала термодинамики. Второй закон термодинамики устанавливает наличие энтропии как функции состояния термодинамических систем и запрещает процесс, единственным результатом которого является переход тепла от

ненагретого тела к нагретому (Базаров, 2010; Белонучкин, 2010; Хромов, Мамонтова, 1974). В термодинамике под энтропией ( $S$ ) понимают функцию состояния:

$$S = \int \frac{dQ}{T} + const \quad (4)$$

Изменение  $S$  при любом процессе удовлетворяет неравенству  $dS \geq 0$ , где  $Q$  — теплота [Дж], а  $T$  — температура [°К]. Таким образом, в замкнутой термодинамической системе энтропия не может убывать, а сама система стремится к состоянию термодинамического равновесия, в котором отсутствуют температурные градиенты и процессы передачи тепла.

Существуют различные формулировки второго начала термодинамики. Применительно к экологии согласно (Одум, 1986) второе начало термодинамики может быть сформулировано следующим образом: процессы, связанные с превращениями энергии, могут происходить самопроизвольно только при условии, что энергия переходит из концентрированной формы в рассеянную. Получаемая биологическими системами энергия из внешней среды в концентрированном виде используется в различных физических, химических и физиологических процессах, переходя в рассеянную форму, непригодную для дальнейшего использования. По мере деградации качества энергии и связанной с ней продукции энтропии растёт энтропия системы и снижаются температурные градиенты. Для сохранения своей сложной структуры и нормального функционирования биологическим системам необходимо поддерживать состояние с низкой энтропией, отличное от состояния термодинамического равновесия (Jørgensen, 2007).

Все биологические системы, в том числе и экосистемы, можно рассматривать как открытые неравновесные термодинамические системы (Odum, 1988; Skene, 2013). Их важнейшей особенностью является способность поддерживать своё внутреннее состояние с низкой энтропией за счёт процессов обмена энергией и веществом с внешней средой (Одум, 1986).

Исследования функционирования экосистем с позиции неравновесной термодинамики начали активно развиваться в XX в. с появлением концепции отрицательной энтропии (негэнтропии) (Schrödinger, 1945), теории диссипативных структур (Prigogin, 1955) и публикации ряда теоретических работ (Lotka, 1922; Odum, 1969 и др.). Современные исследования направлены на верификацию теоретических представлений о функционировании экосистем с применением экспериментальных данных и рассматриваются в контексте проблемы устойчивости экосистем в условиях изменения климата и антропогенного воздействия на биосферу (Chapman, 2015; Lin et al., 2011; Miedzijko, Kędziora, 2014; Puzachenko et al., 2013; Stoy et al., 2014 а и др.).

Исследования (Aoki, 2008; Lin, 2015; Peixoto et al., 1991) показали, что баланс энтропии биологических систем, в том числе и экосистем, а также Земли в целом отрицателен. Holdaway (2010) обнаружил, что для пахотных земель в Амазонии характерна меньшая продукция энтропии по сравнению с лесными экосистемами региона. Исследования (Skene, 2013; Stoy et al., 2014 a) указывают на увеличение продукции энтропии по мере восстановления экосистемы в процессе сукцессии после нарушения. На основе экспериментальных данных получены значительные различия в оценках продукции энтропии экосистем в зависимости от типа растительного сообщества (Lin et al., 2009; Maes et al., 2011; Norris et al., 2012; Silow et al., 2011; Stoy et al., 2014 a), структуры полога (Miedziejko, Kędziora, 2014), погодных условий и сезонности (Lin et al., 2009; Norris et al., 2012; Lin et al., 2011; Song et al., 2013), а также нарушенности и стадии сукцессии (Kuricheva et al., 2017; Lin, 2015; Lin et al., 2016; Skene, 2013; Stoy et al., 2014 a; Svirezhev, 2000).

Изменение продукции энтропии экосистемы во времени, например, в ходе восстановительной сукцессии лесного биогеоценоза после нарушения, графически может быть представлено в виде логистической кривой (Рисунок 2).

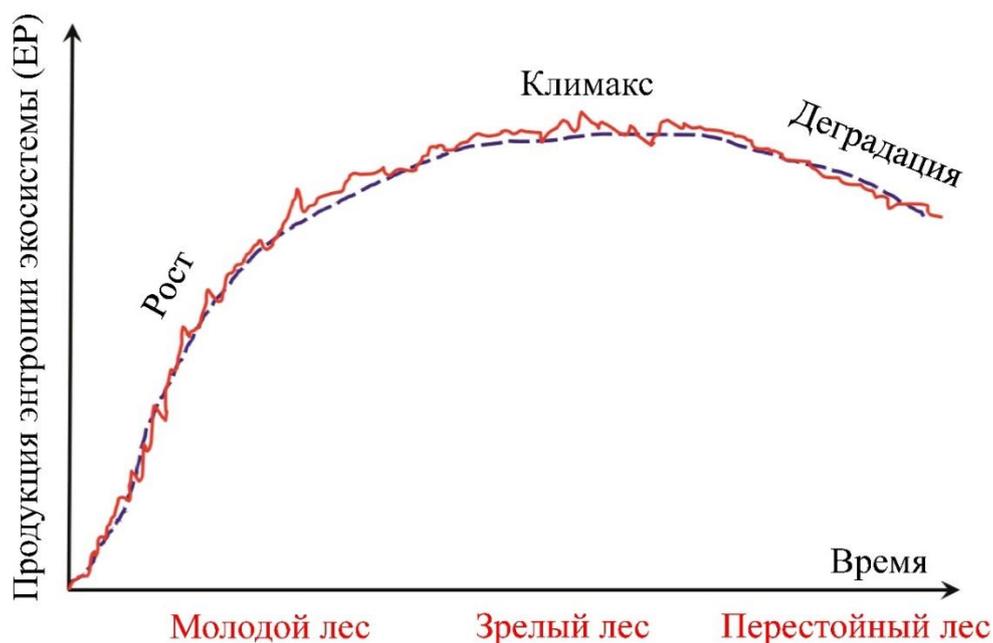


Рисунок 2. Логистическая модель изменения продукции энтропии лесной экосистемы в течении сукцессии по (Holdaway et al., 2010; Lin et al., 2015) с изменениями. Сплошной линией обозначена продукция энтропии экосистемы. Прерывистой линией обозначен сглаженный тренд.

Рост продукции энтропии наиболее быстро происходит у молодых лесов. Максимальная продукция энтропии наблюдается у зрелого леса. У перестойных древостоев происходит медленное снижение продукции энтропии. При этом баланс энтропии лесной

экосистемы на разных этапах её развития отрицателен (Holdaway et al., 2010; Lin, 2015; Skene, 2013). В связи с изменением климата и действием природных и антропогенных нарушений представляет большой интерес изучение особенностей баланса энтропии лесных экосистем в различных экологических условиях. При этом, как указывает (Stoy et al., 2014 a), в реальных условиях экосистема в стадии климакса редко достигает теоретического максимума продукции энтропии, а соотношение между теоретическим и наблюдаемым максимумом сильно отличается в разных экосистемах в зависимости от местных природных и климатических особенностей.

При рассмотрении энергетического баланса экосистемы с позиции неравновесной термодинамики в контексте климаторегулирующих функций лесных экосистем продукция и баланс энтропии могут служить в качестве количественной меры преобразования энергии экосистемой. Оценка продукции энтропии также используется как мера устойчивости экосистемы, пространственная и временная изменчивость продукции энтропии в пределах региона — как мера антропогенного воздействия на ландшафт (Kuricheva et al., 2017; Svirezhev, 2000), а также как метрика взаимодействия биосистем с атмосферой (Brunsell et al., 2011). Продукция энтропии экосистемы может использоваться в качестве показателя стадии экологической сукцессии (Brunsell et al., 2011; Lin, 2015), нарушенности экосистемы (Brunsell et al., 2011; Patzek, 2008; Steinborn, Svirezhev, 2000; Svirezhev, 2000), экологической устойчивости экосистемы (Patzek, 2008) и эффективности использования энергии экосистемой (Wiesner et al., 2019). Таким образом, особенности диссипации энергии экосистемами отражают их устойчивость и влияние термодинамических факторов на средообразующие функции экосистем, однако в силу недостатка экспериментальных исследований роль термодинамики в изменениях биогеоценозов и их функций остаётся малоизученной.

Результаты современных исследований баланса энергии экосистем с позиции второго начала термодинамики позволили сформулировать две основные гипотезы, проверка справедливости которых представляет наибольший интерес:

- 1) Баланс энтропии экосистемы отрицателен (Lin, 2015; Wiesner et al., 2019).
- 2) Продукция энтропии экосистемы увеличивается по мере её развития и достигает максимума в стадии климакса (принцип Максимума продукции энтропии) (Kleidon, 2009; Lin, 2015; Stoy et al., 2014 a).

Баланс энтропии экосистемы складывается из потоков энтропии, связанных с приходящими и уходящими потоками энергии, а также продукции энтропии в результате преобразования различных форм энергии в пределах экосистемы. Согласно (Brunsell et al., 2011) изменение энтропии экосистемы ( $S$ ) во времени ( $t$ ) можно представить в следующем виде:

$$\frac{dS}{dt} = J + EP \quad (5)$$

где  $J$  — сумма входящих и исходящих потоков энтропии, связанных с обменными потоками энергии, а  $EP$  — продукция энтропии, связанная с преобразованием энергии коротковолновых и длинноволновых потоков радиации.

С учётом (Lin, 2015; Wiesner et al., 2019)  $J$ , в свою очередь, может быть разложена на ряд составляющих:

$$J = (J_{Rs} + J_{Rl}) - (J_H + J_{LE,heat} + J_{LE,mix} + J_G + J_{TER} - J_{GPP}) \pm J_i \quad (6)$$

Здесь  $J_{Rs}$  — поток энтропии, связанный с потоками коротковолновой радиации;  $J_{Rl}$  — поток энтропии, связанный с потоками длинноволновой радиации;  $J_H, J_{LE,heat}, J_{LE,mix}, J_G, J_{TER}, J_{GPP}$  — потоки энтропии, связанные: с затратами тепла на турбулентный теплообмен, с затратами тепла на суммарное испарение, с затратами тепла на перемешивание частиц сухого и влажного воздуха, потоком тепла в почву, с затратами тепла на дыхание экосистемы и с затратами тепла на фотосинтез соответственно.  $J_i$  — обозначает другие возможные потоки энтропии, которые трудно учесть на основе стандартных пульсационных измерений и которые, как правило, пренебрежимо малы в сравнении с другими членами уравнения (например, связанные с химическими реакциями или переносом энтропии вместе с осадками).

В основе формул для расчёта составляющих  $J$  лежит (Уравнение 4) (Brunsell et al, 2011; Lin, 2015; Wiesner et al., 2019):

$$J_{Rs} = \frac{R_{s,net}}{T_{sun}} \quad (7)$$

где  $R_{s, net}$  — коротковолновый баланс экосистемы, рассчитываемый как разность суммарной и отражённой радиации ( $R_{s, net} = R_g - R_r$ ), а  $T_{sun} = 5780$  °К — температура поверхности солнца.

$$J_{Rl} = \left( \frac{LWin}{T_{sky}} - \frac{LWout}{T_{srf}} \right) \quad (8)$$

Здесь  $T_{sky}$  и  $T_{srf}$  — температура неба и земной поверхности [°K] соответственно.

$$J_H = \frac{H}{T_a} \quad (9)$$

$$J_{LE,heat} = \frac{LE}{T_a} \quad (10)$$

$$J_{LE,mix} = ET \cdot R_v \cdot \ln(RH) \quad (11)$$

где  $R_v \approx 461$  [Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>] газовая постоянная.

$$J_G = \frac{G}{T_s} \quad (12)$$

$$J_{TER} = \frac{TERe}{T_a} \quad (13)$$

$$J_{GPP} = \frac{GPPe}{T_a} \quad (14)$$

где  $TERe$  и  $GPPe$  — энергия, используемая при экосистемном дыхании и фотосинтезе и рассчитываемая согласно (Nikolov et al., 1995; Wiesner et al., 2019) таким образом, что 1 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> соответствует накоплению 0.506 Дж·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> при фотосинтезе или выделении того же количества энергии при дыхании.

Температура неба ( $T_{sky}$ ) и температура земной поверхности ( $T_{srf}$ ) рассчитываются на основе закона Стефана-Больцмана:

$$T_{sky} = \left( \frac{LWin}{A \cdot \varepsilon_{sky} \cdot \delta} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (15)$$

где  $A=1$  — коэффициент пропускания,  $\varepsilon_{sky}=0.85$  излучательная способность атмосферы, а  $\delta=5.67 \cdot 10^{-8}$  Вт·м<sup>-2</sup>·К<sup>-4</sup> — постоянная Стефана-Больцмана.

$$T_{srf} = \left( \frac{LW_{out}}{A \cdot \varepsilon_{srf} \cdot \delta} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (16)$$

где  $\varepsilon_{srf}=0.99-0.16 \cdot \alpha$  излучательная способность поверхности земли. Здесь  $\alpha$  — это альbedo поверхности, выраженная в долях 1.

Продукция энтропии в результате преобразования экосистемой энергии потоков радиации представляет сумму двух слагаемых (Brunsell et al., 2011; Holdaway et al., 2010; Stoy et al., 2014 a):

$$EP = EP_{Rs} + EP_{Rl} \quad (17)$$

где  $EP_{Rs}$  — это продукция энтропии, связанная с преобразованием коротковолновой радиации, а  $EP_{Rl}$  — продукция энтропии, связанная с преобразованием потоков длинноволновой радиации. Составляющие  $EP$  вычисляются следующим образом:

$$EP_{Rs} = R_{s,net} \cdot \left( \frac{1}{T_{srf}} - \frac{1}{T_{sun}} \right) \quad (18)$$

$$EP_{Rl} = R_{l,net} \cdot \left( \frac{1}{T_{srf}} - \frac{1}{T_{sky}} \right) \quad (19)$$

Схема основных составляющих баланса энтропии экосистемы представлена на (Рисунок 3)

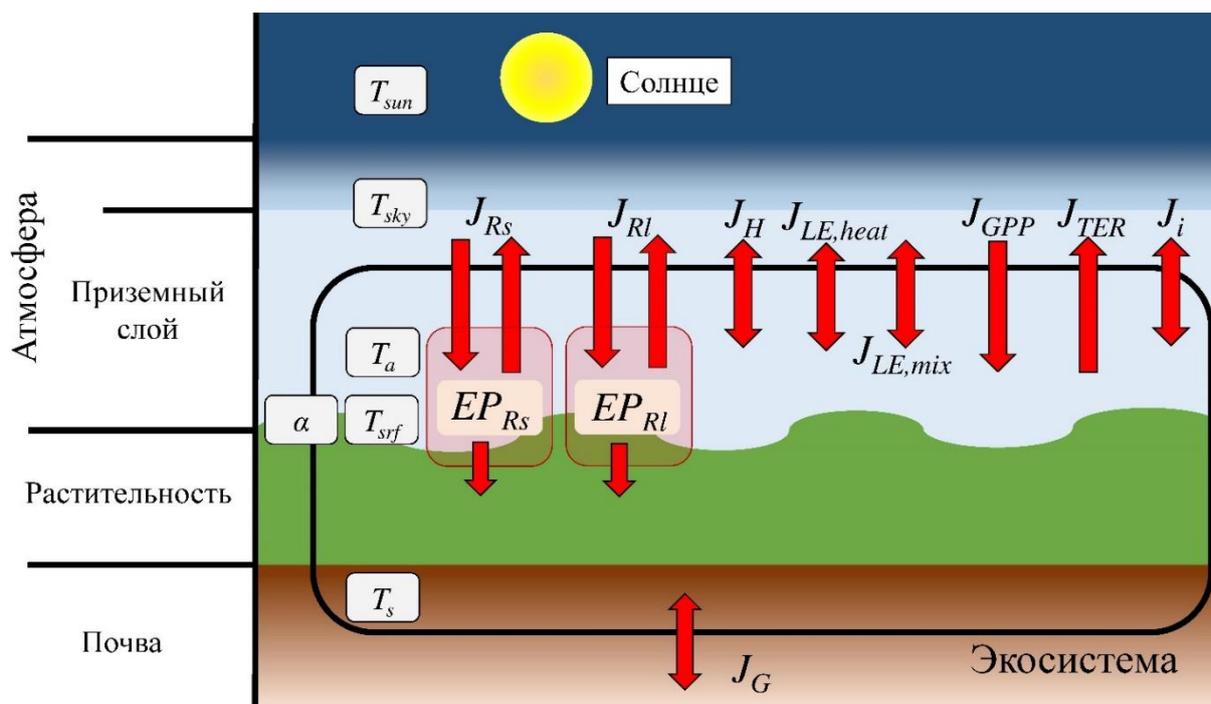


Рисунок 3. Основные компоненты баланса термодинамической энтропии экосистемы.  $J_{Rs}$  — поток энтропии, связанный с потоками коротковолновой радиации;  $J_{Rl}$  — поток энтропии, связанный с потоками длинноволновой радиации;  $J_H$ ,  $J_{LE,heat}$ ,  $J_{LE,mix}$ ,  $J_G$ ,  $J_{TER}$ ,  $J_{GPP}$  — потоки энтропии, связанные: с затратами тепла на турбулентный теплообмен, с затратами тепла на суммарное испарение, с затратами тепла на перемешивание частиц сухого и влажного воздуха, потоком тепла в почву, с затратами тепла на дыхание экосистемы и с затратами тепла на фотосинтез, соответственно.  $J_i$  обозначает другие возможные потоки энтропии, которые трудно учесть на основе стандартных пульсационных измерений и которые, как правило, пренебрежимо малы в сравнении с другими членами уравнения (например, связанные с химическими реакциями или переносом энтропии вместе с осадками).  $T_{sun}$  — температура солнца;  $T_{sky}$  — температура неба;  $T_a$  — температура воздуха над растительным покровом;  $T_{srf}$  — температура излучательной поверхности;  $T_s$  — температура почвы;  $\alpha$  — альbedo поверхности.

Для тестирования принципа «максимума продукции энтропии» необходимо располагать данными не только о продукции энтропии, но и о максимально возможной продукции энтропии. В настоящем исследовании максимально возможная продукция энтропии рассчитывалась эмпирически (т.е. на основе данных наблюдений) согласно подходу, использованному в (Stoy et al., 2014 a). В рамках данного подхода вводится понятие эмпирического максимума продукции энтропии (*EMEP*). *EMEP* представляет из себя максимально возможную продукцию энтропии наземной экосистемы в идеальных условиях. Под идеальными понимаются условия, при которых экосистема поглощает всю проходящую суммарную радиацию (подобно абсолютно чёрному телу). Таким образом, для расчёта

эмпирического максимума продукции энтропии, связанного с преобразованием экосистемой коротковолновых потоков радиации ( $EMEP_{Rs}$ ),  $R_{s, net}$  в (Уравнение 18) заменяется на  $Rg$ . В реальных условиях в случае, если экосистема поглощает всю суммарную радиацию, будет ожидаемо наблюдаться рост температуры деятельной поверхности экосистемы ( $T_{srf}$ ), за которым последует рост турбулентного теплообмена с атмосферой и температуры воздуха в прилегающем приземном слое ( $T_a$ ). Однако при идеальных условиях предполагается, что вся получаемая от солнца энергия тратится на суммарное испарение, поток тепла в почву, а также на химические и физиологические процессы в экосистеме, т.е.  $H=0$ . В таких условиях можно ожидать, что  $T_{srf} \approx T_a$ . На основе данных утверждений уравнение для  $EMEP_{Rs}$  принимает следующий вид:

$$EMEP_{Rs} = Rg \cdot \left( \frac{1}{T_a} - \frac{1}{T_{sun}} \right) \quad (20)$$

В идеальных условиях  $T_{sky} \approx T_a$ , что является нереалистичным, кроме того, замена  $T_{sky}$  и  $T_{srf}$  на  $T_a$  в (Уравнение 19) приводит к тому, что  $EMEP_{RI}=0$ . Поэтому, считается, что максимально возможная продукция энтропии, связанная с преобразованием поступающей к деятельной поверхности радиации, является лишь результатом преобразования суммарной солнечной радиации, т.е.  $EMEP \approx EMEP_{Rs}$ .

В рамках настоящего исследования были получены оценки основных составляющих баланса энтропии и проверена гипотеза о справедливости принципа максимума продукции энтропии.

#### 1.1.4 Водный баланс

Водный баланс экосистемы представляет разницу между поступлением влаги с осадками ( $Pr$ ) и её расходом на суммарное испарение ( $ET$ ), поверхностный сток ( $R$ ) и изменения влагозапаса ( $\Delta Sw$ ) (Foken, Naro, 2008):

$$0 = Pr - ET - R \pm \Delta Sw \quad (21)$$

Система стандартных пульсационных и сопутствующих метеорологических измерений позволяет оценить только потоки влаги на верхней границе экосистемы (суммарное испарение и осадки), определение всех составляющих водного баланса требует проведения дополнительных измерений. Однако, осадки и суммарное испарение вносят наибольший вклад в водный баланс экосистемы (Foken, Naro, 2008). В контексте

климаторегулирующих функций экосистем лес рассматривается как источник водяного пара для атмосферы благодаря процессам  $ET$ .  $ET$  является суммой физического испарения влаги с поверхности почвы и растительного покрова и транспирации влаги растительностью.

Величина  $ET$  связана с потоком скрытого тепла ( $LE$ ) через удельную теплоту парообразования ( $\lambda$ ) и может быть рассчитана делением  $LE$  на  $\lambda$ . Таким образом, суточный и сезонный ход  $ET$  полностью повторяет динамику  $LE$ .  $\lambda$  зависит, в свою очередь, от температуры испаряющейся влаги ( $T_w$ , °C) через соотношение  $\lambda=2501-272 \cdot T_w$  (Семенченко, 2002). В среднем за период экспериментальных наблюдений в рамках настоящего исследования  $\lambda$  составила  $2455115 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1}$ .

Величина суммарного испарения определяется рядом биотических и абиотических факторов, таких как метеорологический режим (поступление солнечной радиации, температура воздуха, влажность воздуха и скорость ветра), свойства растительного покрова экосистемы (устычная проводимость, высота и структура растительного полога, альbedo растительного покрова, индекса листовой поверхности ( $LAI$ ), особенностей корневой системы) и экологических условий произрастания растительности (влагосодержание почвы, засоленность почв, наличие водонепроницаемых горизонтов и др.) (Allen et al., 1998). Учёт влияния различных факторов суммарного испарения представляет трудоёмкий процесс и требует наличия информации о динамике параметров окружающей среды и биометрических показателей (McNaughton, Jarvis, 1983).

Для того, чтобы связать величину суммарного испарения (или потока скрытого тепла) с условиями окружающей среды, широко используется теория массообмена в терминах сопротивления (по аналогии с законом Ома в электродинамике) (Несмелова, Филиппова, 1995; Ольчев, 1990; Brutsaert, 1982; Jensen, 1991; McNaughton, Jarvis, 1983; Monteith, Unsworth, 2013; Penman, 1951). Такой подход предполагает, что поток влаги пропорционален разности водных потенциалов между резервуарами и обратно пропорционален сопротивлению переносу влаги между резервуарами (в данном случае сопротивлению поверхности полога  $r_c$  и аэродинамическому сопротивлению  $r_a$ ). Зависимость суммарного испарения (или потока скрытого тепла) от параметров окружающей среды может быть описана с помощью уравнения Пенмана-Мантиса (McNaughton, Jarvis, 1983):

$$LE = \frac{\Delta \cdot (Rn - G - \Delta St) + \rho_a \cdot C_p \cdot \frac{VPD}{r_c}}{\Delta + \gamma \cdot 1 + \frac{r_c}{r_a}} \quad (22)$$

где,  $\Delta$  — скорость изменения давления насыщения водяного пара в воздухе с изменением температуры воздуха ( $T_a$ ) [ $\text{Па}\cdot\text{K}^{-1}$ ],  $\gamma$  — психрометрическая константа [ $\text{Па}\cdot\text{K}^{-1}$ ],  $r_c$  — сопротивление растительного полога [ $\text{с}\cdot\text{м}^{-1}$ ], а  $r_a$  — аэродинамическое сопротивление [ $\text{с}\cdot\text{м}^{-1}$ ].

Сопротивление поверхности полога и аэродинамическое сопротивление рассчитывается согласно (Pita et al., 2013):

$$r_c = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot VPD}{\gamma \cdot LE} + r_a \cdot \left( \frac{\Delta}{\gamma} \cdot \left( \frac{Rn - G - \Delta St}{LE} - 1 \right) - 1 \right) \quad (23)$$

$$r_a = \frac{u}{u_*^2} + 6.2u_*^{-\frac{2}{3}} \quad (24)$$

где  $\rho_a$  — плотность воздуха (в среднем составила  $1.18 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ ),  $VPD$  — дефицит давления насыщения водяного пара [ $\text{Па}$ ], а  $u$  — скорость ветра [ $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ].

Скорость изменения давления насыщения водяного пара ( $\Delta$ ) и психрометрическая константа ( $\gamma$ ) могут быть рассчитаны по следующим формулам (Murray, 1967):

$$\Delta = \frac{2503058.4 \cdot \exp\left(\frac{17.72 \cdot T_a}{T + 237.3}\right)}{(T_a + 237.3)^2} \quad (25)$$

$$\gamma = \frac{P \cdot C_p}{\varepsilon \cdot \lambda} \quad (26)$$

где  $P$  — атмосферное давление [ $\text{Па}$ ],  $C_p$  — удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении (в среднем  $C_p$  составило  $1010 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ ),  $\varepsilon=0.622$ , а  $\lambda$  — удельная теплота парообразования ( $\lambda$  составила  $2455115 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ ).

Среди факторов окружающей среды, оказывающих влияние на величину  $LE$  или  $ET$ , выделяются две основные группы: радиационных и аэродинамических факторов. Чтобы представить данные группы факторов в виде отдельных членов равенства, уравнение Пенмана–Мантиса согласно (McNaughton, Jarvis, 1983) может быть записано в следующем виде:

$$LE = \Omega \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (Rn - G - \Delta St) + (1 - \Omega) \cdot \left( \frac{\rho_a \cdot C_p}{\gamma} \right) \cdot \frac{VPD}{r_c} \quad (27)$$

Для этого в уравнение вводится коэффициент  $\Omega$ , который используется в качестве показателя соотношения между аэродинамической и радиационной составляющими (McNaughton, Jarvis, 1983). Коэффициент  $\Omega$  рассчитывается на основе данных о  $\Delta$ ,  $\gamma$ ,  $r_a$  и  $r_c$  (Pita et al., 2013):

$$\Omega = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + \frac{r_c}{r_a}} \quad (28)$$

Безразмерный показатель  $\Omega$  изменяется от 0 до 1. Если  $\Omega$  близка к 1, то это значит, что процессы испарения определяются преимущественно радиационными факторами, а если близка к 0 — то аэродинамическими. Обычно при значении  $\Omega$  около 0 процессы  $ET$  в основном контролируются устьичной проводимостью и зависят от величины  $VPD$  (Pita et al., 2013; Zhou et al., 2010). Для лесных экосистем в условиях умеренного климата типичны значения  $\Omega$  порядка 0.1 – 0.2, а для экосистем со слабо выраженной шероховатостью поверхности и низким растительным пологом типичны значения порядка 0.8 – 0.9 (Monteith, Unsworth, 2013; Pita et al., 2013).

### 1.1.5 Углеродный баланс экосистемы и потоки $CO_2$

Лесные экосистемы могут являться как источником, так и стоком диоксида углерода для атмосферы в зависимости от соотношения между основными компонентами углеродного баланса (Замолотчиков и др., 2015; Кудеяров и др., 2007; Dolman et al., 2012; Ueyama et al., 2014; Valentini et al., 2003). В углеродном балансе лесной экосистемы выделяются продукционная и деструкционная составляющие. Продукционная часть включает накопление углерода в результате фотосинтезирующей деятельности растительности. Общее количество вещества, создаваемое в процессе фотосинтеза на единице площади в единицу времени, называется общей (или валовой) первичной продукцией ( $GPP$ ) (Усольцев, 2016). Деструкционная часть углеродного баланса включает потери углерода на дыхание растений (автотрофное дыхание  $R_a$ ) и дыхание гетеротрофов  $R_{het}$ . Сумма  $R_a$  и  $R_{het}$  формирует экосистемное дыхание ( $TER$ ) (Chapin et al., 2006):

$$TER = R_a + R_{het} \quad (29)$$

Разность между  $GPP$  и  $R_a$  определяет чистую первичную продукцию ( $NPP$ ):

$$NPP = GPP - R_a \quad (30)$$

*NPP* составляет около половины величины *GPP* (Beer et al., 2010) и является ключевым показателем продуктивности лесной экосистемы. Разность между *GPP* и *TER* называется чистой экосистемной продукцией (*NEP*) (Woodwell, Whittaker, 1968):

$$NEP = GPP - TER = NPP - R_{het} \quad (31)$$

Для оценки углеродного баланса экосистемы как разницы всех входящих и исходящих потоков углерода в составе углеродсодержащих газов и других соединений углерода применяют показатель чистого экосистемного углеродного баланса (*NECB*) (Рисунок 4) (Chapin et al., 2006):

$$NECB = -NEE + F_{CO} + F_{CH_4} + F_{VOC} + F_{DIC} + F_{DOC} + F_{PC} \quad (32)$$

где *NEE* — чистый экосистемный обмен — баланс обменных с атмосферой, экосистемных потоков  $CO_2$ ;  $F_x$  — баланс входящих и исходящих потоков: *CO* — угарного газа, *CH<sub>4</sub>* — метана, *VOC* — летучих органических соединений, *DIC* — растворимого неорганического углерода, *DOC* — растворимого органического углерода, *PC* — латеральные потоки углерода.

При рассмотрении экосистемы в качестве источника или стока диоксида углерода для атмосферы основным показателем является величина *NEE*. При  $NEE > 0$  экосистема является источником атмосферного  $CO_2$ , а при  $NEE < 0$  — стоком. Для большинства лесных экосистем на коротких временных интервалах (порядка нескольких лет) в отсутствии природных и антропогенных нарушений величина  $NECB \approx -NEE \approx NEP$  (Chapin et al., 2006). Таким образом, для лесной экосистемы можно записать:

$$NEE \approx TER - GPP \quad (33)$$

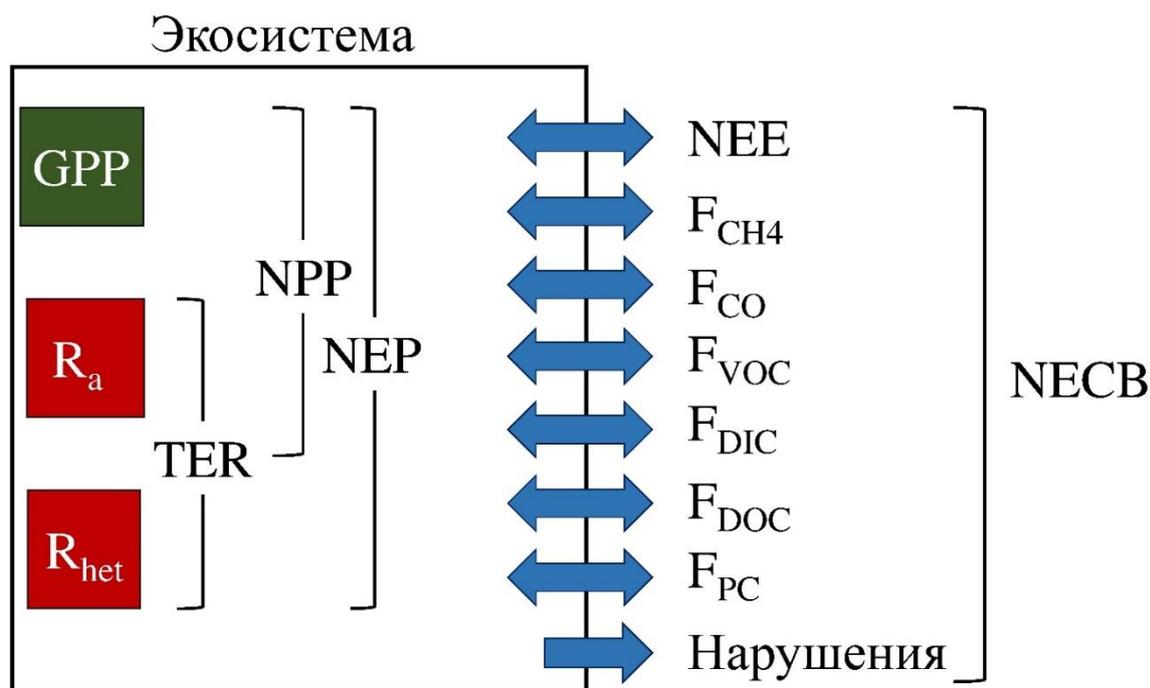


Рисунок 4. Углеродный баланс экосистемы. Зелёным цветом указана продукция органического вещества, а красным его распад. Стрелками указаны потоки.  $GPP$  — валовая первичная продукция;  $R_a$  — автотрофное дыхание;  $R_{het}$  — гетеротрофное дыхание;  $TER$  — экосистемное дыхание;  $NPP$  — чистая первичная продукция;  $NEP$  — чистая экосистемная продукция;  $NECB$  — чистый экосистемный углеродный баланс;  $NEE$  — чистый экосистемный обмен — баланс обменных с атмосферой, экосистемных потоков  $CO_2$ ;  $F_x$  — баланс входящих и исходящих потоков:  $CO$  — угарного газа,  $CH_4$  — метана,  $VOC$  — летучих органических соединений,  $DIC$  — растворимого неорганического углерода,  $DOC$  — растворимого органического углерода,  $PC$  — латеральные потоки углерода.

Величины  $TER$  и  $GPP$ , от соотношения которых зависит статус лесной экосистемы в качестве источника или стока атмосферного  $CO_2$ , определяются набором различных биотических и абиотических факторов. В целом,  $GPP$  лесной экосистемы зависит от индекса листовой поверхности, температуры воздуха, доступности влаги и азота для растений, концентрации  $CO_2$  в приземном слое атмосферы, условий освещённости и дефицита влажности ( $VPD$ ) (Dass et al., 2016; Valentini et al., 2003).  $TER$  лимитируется температурой воздуха и почвы, влагосодержанием почвы и атмосферными осадками (Migliavacca et al., 2011; Richardson et al., 2006). К настоящему моменту накоплен значительный материал о чувствительности  $TER$  и  $GPP$  к факторам окружающей среды (Ольчев и др., 2009; Юзбеков, Замолотчиков, 2017; Beer et al., 2010; Lloyd, Taylor, 1994; Richardson et al., 2006 и др.), полученный на основе данных измерений и численного моделирования. Зависимость

процессов накопления и эмиссии  $\text{CO}_2$  в лесных экосистемах характеризуется значительной пространственной и временной изменчивостью (Polley et al., 2016).

Параметры зависимости  $GPP$  и  $TER$  от факторов внешней среды используются для моделирования процессов накопления и эмиссии углерода лесными экосистемами на основе метеорологических данных. Наиболее универсальными предикторами  $TER$  является температура воздуха и почвы, а  $GPP$  — фотосинтетически активная радиация (ФАР) или суммарная радиация (Wenping et al., 2007; Richardson et al., 2006; Stoy et al., 2014 b). Для аппроксимации зависимости  $TER$  от температуры широко используется функция  $Q_{10}$ . Коэффициент  $Q_{10}$  отражает чувствительность экосистемного (или почвенного) дыхания к изменению температуры воздуха или почвы (Pavelka et al., 2007):

$$Q_{10} = \exp(10 \cdot \alpha) \quad (34)$$

где  $\alpha$  — это параметр из уравнения зависимости экосистемного дыхания от температуры в логарифмическом виде:

$$\ln(TER) = \alpha \cdot T + \gamma \quad (35)$$

$T$  — температура почвы ( $T_s$ ) или температура воздуха ( $T_a$ ), а  $\gamma$  — эмпирический коэффициент уравнения.

Для аппроксимации зависимости  $GPP$  от солнечной радиации часто используют гиперболическую световую кривую Михаэлиса-Ментена (Michaelis, Menten, 1913; Matthews et al., 2017):

$$GPP = \frac{\alpha \cdot \beta \cdot Rg}{\alpha \cdot Rg + \beta} \quad (36)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — параметры аппроксимации ( $\alpha$  — коэффициент эффективности использования суммарной солнечной радиации [ $\text{мкмоль} \cdot \text{Дж}^{-1}$ ],  $\beta$  — максимальное поглощение  $\text{CO}_2$  в точке насыщения суммарной радиацией [ $\text{мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ]).

Поскольку природные и антропогенные нарушения способны изменить чувствительность  $GPP$  и  $TER$  к вариации факторов окружающей среды (Polley et al., 2016), для применения различных параметризаций при оценке и прогнозе функции экосистемы в качестве источника или стока атмосферного  $\text{CO}_2$  необходимым является уточнение

параметров чувствительности экосистемных потоков диоксида углерода к факторам окружающей среды на основе эмпирических данных.

## 1.2 Климаторегулирующие функции бореальных лесов

Среди наземных биомов наиболее существенное влияние на формирование глобального климата оказывают бореальные и тропические леса, а также леса умеренной зоны (Steffen et al., 2015). Существуют различные подходы к классификации биомов, основанные как на использовании климатических, так и биогеографических данных (Bailey, 1989; FAO, 2012; Holdridge, 1947; Olson et al., 2001; Whittaker, 1962; и др.). В соответствии с (Готье и др., 2016; FAO, 2012; Gauthier et al., 2015) бореальными называют леса, растущие в среде высоких широт, где отрицательные температуры сохраняются от 6 до 8 месяцев в году, а деревья способны достичь минимальной высоты в 5 м при сомкнутости полога 10% и более.

На глобальном уровне бореальные леса оказывают влияние на температуру воздуха в тропосфере, прежде всего, через преобразование лучистой энергии солнечного света в тепловую энергию и регуляцию содержания диоксида углерода в атмосфере (Bonan, 2008; Steffen et al., 2015). Характерной особенностью бореальных лесов является достаточно низкая величина альбедо. Альбедо зрелых бореальных лесов может составлять менее 10% в вегетационный период и до 10 – 30% при наличии устойчивого снежного покрова (Белан, Складнева, 2005; Betts, Ball, 1997; Viterbo, Betts, 1999). При этом величина альбедо зимнего периода значительно варьирует в зависимости от структуры древесного полога (Wang, 2005; Lukeš et al., 2013). Относительно низкое альбедо бореальных лесов обеспечивает относительно высокую для данных широт величину  $Rn$  и, соответственно, относительно высокие величины  $H$  и  $LE$  (Уравнение 3). При этом у хвойных лесов доля затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой ( $H$ ) в расходной части теплового баланса больше, чем у широколиственных лесов умеренного пояса (Baldocchi et al., 2000; Bonan, 2008). Природные и антропогенные нарушения вызывают смену растительного покрова и рост величины альбедо. Как следствие, удаление зрелого древостоя в бореальных лесах способно привести к снижению теплообмена экосистемы с атмосферой как за счёт  $H$ , так и  $LE$ . Численные эксперименты с применением глобальных климатических моделей показывают, что биогеофизический эффект роста альбедо в результате удаления зрелой древесной растительности бореальных лесов оказывает охлаждающее воздействие на глобальный и региональный климат (Betts et al., 2007; Lyons et al., 2008; IPCC, 2014).

В то же время бореальные леса являются значительными резервуарами органического углерода (Dixon et al., 1994; Houghton, 2007). В настоящий момент, считается, что экосистемы бореальных лесов выступают в качестве стока  $\text{CO}_2$  для атмосферы (Pan et al., 2011), однако, учитывая неопределённость современных оценок, невозможно сделать однозначный вывод о роли бореальных лесов в регуляции атмосферного диоксида углерода (Bradshaw, Warkentin, 2015). Экспериментальные наблюдения за потоками  $\text{CO}_2$  в зрелых древостоях показывают, что в зависимости от условий окружающей среды одна и та же лесная экосистема может изменять свою функцию в качестве источника или стока диоксида углерода для атмосферы (Soloway et al., 2017; Ueyama et al., 2014). Средневозрастные древостои обычно функционируют как устойчивый сток атмосферного  $\text{CO}_2$  (Coursolle et al., 2012). В то же время природные и антропогенные нарушения (сплошные вырубki леса, пожары, нашествия насекомых, ветровалы и др.) могут превратить лесную экосистему в источник  $\text{CO}_2$  для атмосферы на период времени от нескольких лет до десятилетий (Aguilós et al., 2014; Amigo et al., 2010; Bonan, 2008). Мозаичность структуры растительного покрова бореальных лесов, многообразие типов и разновозрастность древостоев, постоянно сменяющих друг друга под воздействием природных и антропогенных нарушений, является одной из причин высокой неопределённости оценок углеродного баланса бореальных лесов в целом (Amigo et al., 2006). Эмиссия  $\text{CO}_2$  в атмосферу приводит к усилению парникового эффекта и потеплению климата, депонирование атмосферного  $\text{CO}_2$ , напротив, приводит к ослаблению парникового эффекта (IPCC, 2014).

Соотношение между биогеофизическим эффектом альbedo и функционированием лесных экосистем в качестве стока или источника атмосферного  $\text{CO}_2$  определяет суммарный вклад биома бореальных лесов в регуляцию климата планеты. Недостаток современных знаний о реакции лесных экосистем на природные и антропогенные нарушения не позволяет с достаточной точностью произвести оценки эффекта, вызванного изменением климаторегулирующих функций лесных экосистем в результате нарушения (IPCC, 2019). Результаты численного моделирования, как правило, сходятся в том, что природные и антропогенные нарушения бореальных лесов, представленных зрелыми древостоями, оказывают охлаждающее воздействие на глобальный климат, поскольку биогеофизический эффект роста альbedo после удаления лесного полога превосходит отепляющий эффект, связанный с ростом эмиссии  $\text{CO}_2$  нарушенной экосистемы (Bonan, 2008; Chen et al., 2018; IPCC, 2014). В то же время последние исследования на основе данных наблюдений и численного моделирования показывают значительную вариацию и разнонаправленность локальных изменений климатических показателей, вызванных такого рода нарушениями (Alkama, Cescatti, 2016; Lejeune et al., 2018; Li et al., 2015; Olchev et al., 2018).

В то время как регуляция процессов обмена теплом и  $\text{CO}_2$  определяет климаторегулирующую роль бореальных лесов в глобальном масштабе, на региональном и локальном уровнях существенное значение могут иметь и другие функции лесных экосистем, прежде всего, регуляция суммарного испарения. От суммарного испарения зависят региональные особенности режима осадков и стока. Природные и антропогенные нарушения в бореальных лесах, как правило, снижают суммарное испарение экосистемы за счёт уменьшения транспирации (Bonan et al., 2008; Snyder et al., 2004). Небольшие локальные нарушения могут изменить сток территории. Крупные нарушения в масштабах региона способны, напротив, значительно сократить количество осадков и сток (Keenan, Kimmins, 1993; Olchev et al., 2018; Буренина и др., 2011). В каждом отдельном случае эффект от нарушения зависит от местных географических условий. Для исследования влияния природных и антропогенных нарушений с учётом местных особенностей необходимы данные экспериментальных наблюдений.

Несмотря на значительный интерес к проблеме взаимодействия лесных экосистем и атмосферы в последние десятилетия, к настоящему моменту вопросы о влиянии природных и антропогенных нарушений на местный и региональный климат, а также отклика природных экосистем на изменения климата в различных географических условиях всё ещё остаются открытыми (Novenko et al., 2019).

### 1.3 Бореальные леса России. Южная тайга ЕТР

На леса России приходится около 21% площади лесов мира (Швиденко, Щепаченко, 2014; FAO, 2010) и около половины всех хвойных лесов мира (Liang et al., 2016; Potapov et al., 2008). При этом южная тайга занимает около 18% (147.4 млн га) площади лесов РФ. На ЕТР доля южно-таёжных лесов составляет 33% или 56.0 млн га (Швиденко, Щепаченко, 2014). Лесные экосистемы России выполняют важную роль в глобальном круговороте углерода, выступая в качестве стока атмосферного  $\text{CO}_2$ . По разным оценкам, леса России поглощают порядка 200 – 500 млн т С в год (FAO, 2011; Zamolodchikov et al., 2017). Таким образом, на леса России приходится до 50% мирового стока  $\text{CO}_2$  лесными экосистемами мира. По данным (Швиденко, Щепаченко, 2014) в среднем *NECB* лесов России достигает 545.5 млн т в год, причём вклад южной тайги составляет 31% (167.3 млн т в год), а вклад южно-таёжных лесов ЕТР (103.4 млн т в год) составляет 19% в общий *NECB* и 43% в *NECB* ЕТР. В среднем *NECB* лесов России составляет  $66 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ , *NECB* лесов южной тайги  $114 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ , а *NECB* южно-таёжных лесов ЕТР  $185 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ .

Лесной покров ЕТР в последние десятилетия был подвержен значительным изменениям. При этом наблюдаются два разнонаправленных процесса, приводящих к снижению среднего возраста древесной растительности: зарастание неиспользуемых сельскохозяйственных угодий, а также природные и антропогенные нарушения зрелых древостоев. По данным дистанционного зондирования (Potapov et al., 2017), в период с 1985 по 2012 гг. нарушения лесного покрова на ЕТР охватывали территорию 16.5 млн га, что составляет 10.5% площади всех лесов ЕТР. При этом 90% лесов нарушены сплошными вырубками, 8% — пожарами, и всего 2% — ветровалами.

Для России в целом анализ данных инвентаризации и численного моделирования на их основе, проведённый (Zamolodchikov et al., 2017) показал, что после 2008 г. наблюдалось ослабление функции стока лесами России, что, в первую очередь, было обусловлено увеличением потерь леса в результате рубок. Авторами работы приводятся следующие цифры: площадь вырубок в России на период 2001 – 2007 составляла 0.684 млн га, а в период с 2008 по 2014 уже 1.024 млн га. В то же время согласно (Potapov et al., 2017) темпы вырубки леса на ЕТР к 2012 г. остались на уровне 2007 – 2008 гг. Из-за огромной площади леса России и, в частности, леса ЕТР имеют важное биогеофизическое значение. Данные регионального моделирования с использованием мезомасштабных моделей прогноза погоды (WRF, COSMO) показывают снижение средней температуры воздуха на ЕТР в пределах 1°C в случае активизации сплошных вырубок леса и перевода земель в другую форму использования (Li et al., 2015; Nikitin et al., 2019). Актуальность изучения последствий сплошной вырубки леса для климаторегулирующих функций лесных экосистем в России также вызвана и темпами потепления климата, которые в России превышают среднемировые в 2 раза (Второй оценочный доклад..., 2014). Потепление климата увеличивает нарушенность экосистем бореальных лесов (Seidl et al., 2017). При этом, как было отмечено (Schaphoff et al., 2016), ответные реакции экосистем бореальных лесов России на изменения климата на сегодняшний день менее изучены, чем для других регионов мира, например, бореальных лесов Канады (Price et al., 2013) или Фенноскандии (Ge et al., 2013).

#### **1.4 Экологические последствия вырубки леса. Воздействие вырубки на энерго- и массообмен лесной экосистемы с атмосферой**

##### **1.4.1 Экологические последствия сплошной вырубки леса**

Результатом вырубки является нарушение средообразующих функций лесной экосистемы и формирование новых экологических условий существования живых

организмов. Под вырубкой понимается участок леса (лесосека), на котором древостой вырублен полностью, завершены лесосечные работы, а молодняк ещё не сформировался. Свежей называется рубка 1-2-летней давности с неразложившимися порубочными остатками. Вырубка давностью более двух лет с порубочными остатками, находящимися в различной степени разложения, называется старой (Луганский и др., 2010). Существуют различные способы рубки леса. Сплошной рубкой называется способ, при котором древостой на лесосеке (т.е. на участке леса, выделенном для рубки) вырубается полностью в один приём (Мелехов, 1972; Луганский и др., 2010).

Сплошные рубки бореальных лесов приводят к значительным изменениям экологических условий (Мелехов, 1972; Keenan, Kimmins, 1993). Для нижних ярусов растительного покрова увеличивается освещённость, изменяется альbedo поверхности и радиационный баланс деятельного слоя. Изменяется ветровой режим и режим приземной температуры воздуха. Снижение транспирации и испарения перехваченных осадков приводит к изменению суммарного испарения, подземного и поверхностного стока и влагосодержания почвы. Изменяется глубина и продолжительность залегания снежного покрова. Воздействие лесозаготовительной техники формирует техногенный микрорельеф, нарушаются физические и химические свойства почв: уменьшается аэрация, пористость, водопроницаемость и рН почв. Происходит рост содержания доступного растениям азота и усиление азотофиксации в почве. Наблюдается рост микробиологической активности почв и подстилки, происходит смена фитоценоза (Уланова, 2007; Keenan, Kimmins, 1993).

Согласно (Уланова, 2006; Уланова, 2007) из-за техногенного воздействия на растительный и почвенный покров на вырубке формируются следующие экотопы: ненарушенные и малонарушенные – вдоль стен леса, около пней и куртин недорубов без воздействия лесозаготовительной техники на почву; средненарушенные, появившиеся в результате протаскивания срубленных деревьев и прохода тракторов с уничтоженными кустарниками и подростом, нарушенным травянистым покровом и верхними горизонтами почвы; сильнонарушенные, образующиеся при многократном проходе тракторов с хлыстами по волокам и дорогам, характеризуются значительным воздействием на почвенный покров – полным уничтожением и перемешиванием растительности и подстилки с верхними горизонтами почвы, а в отдельных случаях оголением подзолистого горизонта или подстилающей породы; кучи или валы из порубочных остатков и выкорчёванных пней. Таким образом, на месте одного исходного фитоценоза формируется комплекс фитоценозов, приуроченных к различным экотопам (Уланова, 2007).

Неоднородность экологических условий и растительного покрова в пределах вырубки формирует пространственную неоднородность обменных с атмосферой потоков энергии, влаги и диоксида углерода. Для получения оценок экосистемных потоков с учётом

пространственной неоднородности факторов формирования энерго- и массообмена антропогенно-нарушенных экосистем с атмосферой необходимы данные прямых экспериментальных наблюдений.

#### **1.4.2 Экспериментальные исследования влияния сплошной вырубki леса на энерго- и массообмен в системе “экосистема — атмосфера”**

В последние десятилетия наблюдается повышенный интерес к изучению влияния природных и антропогенных нарушений леса (в том числе и сплошной вырубki) на потоки энергии, влаги и диоксида углерода между лесными экосистемами и атмосферой на основе прямых экспериментальных измерений. Исследования, проведённые (Hornbeck, 1970; Brown, 1972; McCaughey, 1987; McCaughey, 1985) на основе параллельных микроклиматических и актинометрических измерений в зрелых хвойных, широколиственных и смешанных хвойно-широколиственных лесах Северной Америки и на близлежащих свежих сплошных вырубках показали, что в результате сплошной вырубki леса увеличилось альбедо поверхности, особенно в зимнее время, что привело к снижению радиационного баланса, при этом наблюдалось и снижение отношения Боуэна ( $\beta=H/LE$ ). На основе совместного использования данных наблюдений и численного моделирования в работах (Carlson, Groot, 1997; Olchev et al., 2009; Panferov, Sogachev, 2008; Radler et al., 2010) было показано влияние формы и размера сплошной вырубki на пространственное распределение солнечной радиации, режима ветра, температуры воздуха и почвы как в пределах сплошной вырубki, так и на окружающей вырубку территории.

Оценка потоков диоксида углерода экспериментальными методами (в основном дыхания) на сплошных вырубках осуществлялась с использованием различных методов, в том числе адсорбционных (Gordon et al., 1987; Fernandez et al, 1993; Lytle, Cronan, 1998; Weber, 1990), метода экспозиционных камер (Striegl, Wickland, 1998) и градиентных методов (Purker, Freedon, 2002). Получение интегральных оценок компонентов баланса  $CO_2$  ( $NEE$ ,  $TER$ ,  $GPP$ ), а также потоков тепла ( $H$ ,  $LE$ ) и суммарного испарения ( $ET$ ) в основном было связано с развитием метода турбулентных пульсаций. Анализ параллельных пульсационных измерений в зрелом осиновом лесу и на близлежащей сплошной вырубке в штате Саскачеван (Канада), проведённый (Amigo, 2001) во время вегетационного периода, показал, что сплошная вырубка леса являлась источником  $CO_2$  для атмосферы. Также было получено, что для сплошной вырубki характерны низкие относительно зрелого древостоя величины радиационного баланса ( $Rn$ ),  $H$  и  $LE$ , но при этом более высокие величины потока тепла в почву ( $G$ ). На основе полуторагодовых измерений на свежей сплошной вырубке сосны приморской в Ландах (Франция), а также данных литературных источников Kowalski et al. (2003) был сделан вывод, что в первый год после удаления лесного полога для вырубki

характерно снижение *GPP* на 2/3 и *TER* на 1/3 по сравнению со зрелыми древостоями. Дальнейшие исследования компонентов энерго- и массообмена на сплошных вырубках различных лет зарастания и флористического состава, расположенных в Европе (Kolari et al., 2004; Korkiakoski et al., 2019; Rannik et al., 2002; Sundqvist et al., 2014; Uri et al., 2019), Азии (Aguilos et al., 2014; Machimura et al., 2005) и Северной Америке (Amiro et al., 2006; Giasson et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Paul-Limoges et al., 2015; Williams et al., 2014; Zha et al., 2009), показали, что вырубка в первые годы зарастания является источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы на уровне годового баланса и вегетационного периода, однако в летние месяцы вырубка может являться стоком  $\text{CO}_2$  для атмосферы в дневные часы. Восстановление растительного покрова вырубки ведёт к росту *GPP*, величина которой может значительно варьировать в зависимости от местных условий климата, типа почв и преобладающей растительности. Совместный анализ результатов мониторинга потоков  $\text{CO}_2$  с 28 станций международной сети FLUXNET на территории США и Канады, проведённый (Amiro et al., 2010), показал, что большинству нарушенных лесных экосистем требуется около 20 лет, чтобы восстановить функцию стока атмосферного  $\text{CO}_2$ . Исследование (Hirata et al., 2014), посвящённое моделированию баланса  $\text{CO}_2$  в лиственных лесах на о. Хоккайдо (Япония), показало, что вырубка способна оказывать влияние на  $\text{CO}_2$  обмен экосистемы даже спустя 52 года после сплошной рубки леса.

Результаты большинства экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что экосистема сплошной вырубки становится источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы из-за низких относительно зрелого древостоя величин *GPP* в первые годы после нарушения, *TER* при этом не так значительно отличается от *TER* ненарушенного леса. Небольшие различия *TER* нарушенной и ненарушенных лесных экосистем могут быть вызваны тем, что снижение автотрофного дыхания на вырубке компенсируется увеличением гетеротрофного дыхания из-за интенсификации процессов разложения мёртвого органического вещества (листвы, веток, пней, порубочных остатков) (Paul-Limoges et al., 2015). Как показали Bergeron et al. (2008) на основе измерений в зрелом еловом лесу и на сплошной вырубке на территории Канады в годы с контрастными условиями температурно-влажностного режима, изменчивость баланса  $\text{CO}_2$ , вызванная разностью возраста древостоев, может значительно превышать межгодовую изменчивость, вызванную вариациями условий окружающей среды. В то же время факторы, определяющие баланс  $\text{CO}_2$  зрелых и молодых древостоев, могут отличаться (Humphreys et al., 2006). По результатам исследования, проведённого Coursolle et al. (2012) на основе данных, полученных в экосистемах зрелых и нарушенных хвойных лесах Канады, было показано, что баланс  $\text{CO}_2$  нарушенных экосистем ранних лет зарастания зависел преимущественно от видового состава и структуры фитоценоза, а также динамики индекса листовой поверхности (*LAI*), в то время как изменчивость компонентов

баланса диоксида углерода экосистем, представленных зрелыми древостоями, зависела в основном от динамики параметров окружающей среды, таких как длина вегетационного периода, влажность и температура почвы (Мамкин и др., 2019).

Большинство из перечисленных работ были посвящены исключительно вопросам углеродного баланса нарушенных экосистем. Публикаций, предметом которых является влияние вырубки леса на энергетический баланс экосистемы и суммарное испарение, наряду с компонентами углеродного баланса значительно меньше (Amiro et al., 2006; Korkiakoski et al., 2019; Rannik et al., 2002; Uri et al., 2019; Williams et al., 2014). На основе доступной информации о результатах экспериментальных наблюдений можно заключить, что сплошная вырубка темнохвойного леса способствует значительному снижению величины  $ET$  и  $Rn$ . При этом существенно снижается как абсолютная величина  $LE$ , так и доля  $LE$  в расходной части теплового баланса. В то же время существуют различные оценки изменения абсолютных величин  $H$ . Так, исследования (Amiro, 2001; Brown, 1972; Korkiakoski et al., 2019) указывают на его снижение по сравнению со зрелыми древостоями, в то же время работы (Kowalski et al., 2003; Rannik et al., 2002) сообщают о возможном росте  $H$  после нарушения. Это свидетельствует о том, что эффект вырубки леса на потоки тепла, влаги и диоксида углерода может значительно отличаться в зависимости от местных погодных и климатических особенностей, а также видового состава растительности.

Целью экспериментальных исследований энерго- и массообмена антропогенно нарушенных лесных экосистем, как правило, является определение масштаба временной изменчивости оценок потоков энергии и вещества, а также их зависимостей от факторов окружающей среды для конкретных типов леса и в определённых экологических условиях. Большинство из вышеперечисленных работ рассматривают влияние сплошной вырубки леса в бореальных лесах и лесах умеренной зоны Северной Америки. Исследований, основанных на анализе непрерывных экспериментальных наблюдений за экосистемными потоками тепла, влаги и диоксида углерода в нарушенных экосистемах других регионов мира (в том, числе и Европы), всё еще крайне мало (Matthews et al., 2017).

Основное внимание отечественных учёных было уделено изучению экологических последствий сплошной рубки леса: динамике сукцессий, изменению свойств почв, проблемам лесовосстановления и влиянию вырубки на микроклимат (Гаврильев, 1967; Зябченко и др., 1998; Иванов, 2005; Иванова, Быстрай, 2010; Мелехов, 1972; Рыбальченко, Цареградский, 2011; Соколов, 2006; Уланова и др., 2005 и др.). При этом исследования, направленные на оценку энерго- и массообмена антропогенно нарушенных экосистем с атмосферой на основе прямых экспериментальных измерений на территории России, остаются единичными, а методики измерений — неунифицированными, что затрудняет сравнение полученных результатов. (Кузнецов, 2017; Мамкин и др., 2019; Молчанов и

др., 2017; Ольчев и др., 2017; Пилецкая, 2019; Фёдоров и др., 2008; Machimura et al., 2005; Mamkin et al., 2016; Mamkin et al., 2019a; Mamkin et al., 2019b).

Крайне важным представляется получение новых данных об экосистемных потоках, преимущественно из малоизученных регионов мира, для того чтобы с большей точностью оценить всё потенциальное разнообразие ответных реакций лесных экосистем на антропогенные нарушения (Hirata et al., 2014).

## **Глава 2. Объекты исследования**

### **2.1 Описание района и объектов исследования**

#### **2.1.1 Физико-географическое описание района исследования**

Экспериментальные данные были получены на территории охранной зоны Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника (ЦЛГПБЗ). Территория заповедника хорошо изучена специалистами различного профиля, результаты исследований которых обобщены и представлены в многочисленных статьях и монографиях, а также в Трудах Заповедника (Желтухин, Огурцов, 2018; Карпачевский, 1977; Карпов, 1973; Карпов, 1983; Минаева и др., 2008; Пажетнов, 1990; Пугачевский, 1992; Пузаченко и др., 2010; Пузаченко и др., 2015; Пузаченко, 2017; Роде, 1947; Скворцова и др., 1983; Сороченков, 1937; Уланова, 2006; Флеров, 1935; Knohl et al., 2002; Ulanova, 2000; Vygodskaya et al., 2002 и др.).

Заповедник расположен на юго-западе Валдайской возвышенности, на главном Каспийско-Балтийском водоразделе Русской равнины (непосредственно на водоразделе верховьев рек Волги и Западной Двины). Административно территория заповедника относится к Нелидовскому и Андреапольскому районам Тверской области (Рисунок 5) и (Рисунок 6). Площадь заповедника составляет 24415 га. Территория ЦЛГПБЗ представляет собой слабо всхолмленную равнину с абсолютными высотами от 230 до 270 м н.у.м. (Карпов, 1973; Пугачевский, 1992; Пузаченко и др., 2007). По своему геологическому строению равнина является структурной частью древнего плато, сложенного серпуховскими известняками нижнего карбона (Пугачевский, 1992). Коренные породы скрыты плащом четвертичных отложений толщиной до 20 – 25 м (Карпов, 1973; Смирнова и др., 1999). Геоморфологическое строение территории заповедника сформировано под влиянием покровных ледников и характеризуется наличием гляциальных форм рельефа: моренных гряд московского и валдайского возрастов, а также озёрными котловинами. (Пузаченко и др., 2007). Положительный водный баланс в условиях слабой дренируемости грунта является

причиной распространения процессов заболачивания на территории заповедника (Пугачевский, 1992).

Рельеф местности определяет особенности процесса почвообразования. На крутых, хорошо дренируемых склонах распространены дерново-палево-подзолистые почвы, с выраженным гумусовым и мощным подзолистым горизонтами. На пологих, хорошо дренируемых склонах формируются дерново-средне- и сильноподзолистые почвы. Ровные участки водораздельных возвышенностей представлены торфянистыми и торфяно-глеевыми подзолами, развивающимися в условиях избыточного увлажнения. Водораздельные понижения и западины заняты торфяно-глеевыми почвами и маломощными торфяниками (Карпов, 1973; Пугачевский, 1992).

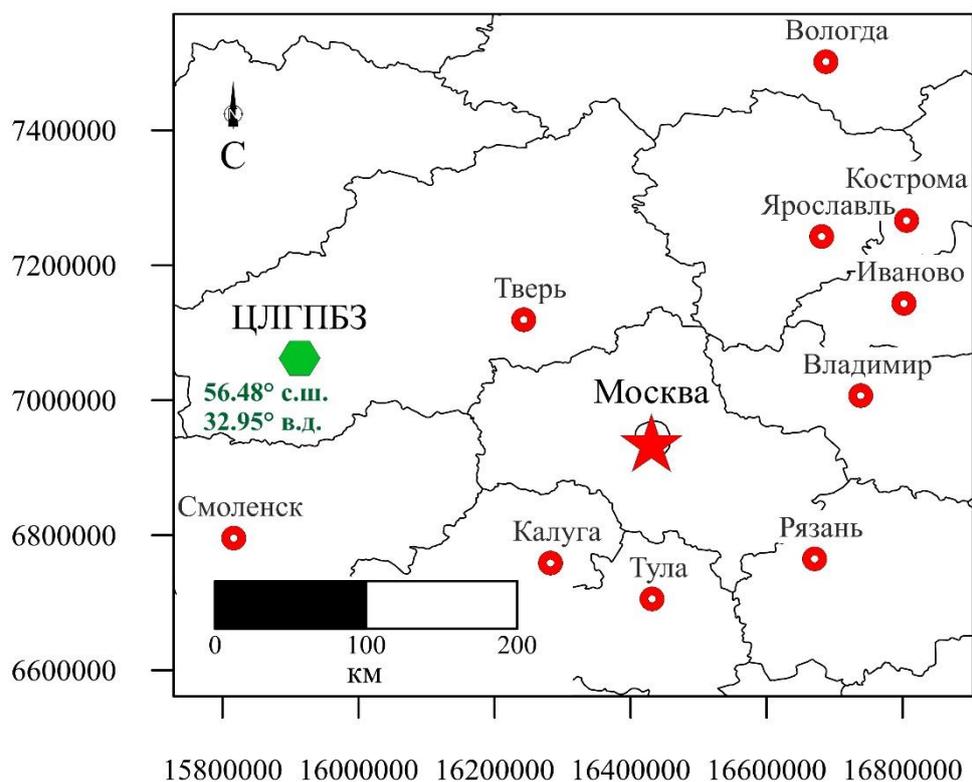


Рисунок 5. Географическое положение ЦЛГПБЗ.

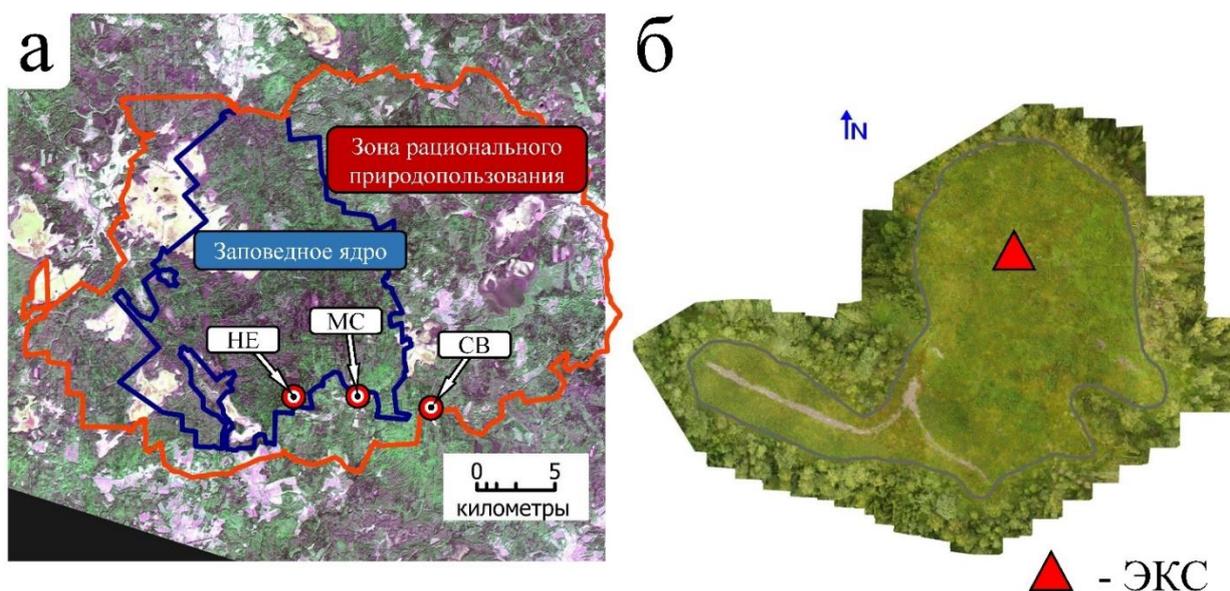


Рисунок 6. (а) границы ядра заповедника (синяя линия) и охранной зоны (красная линия) на спутниковом снимке (LANDSAT-8) и взаимное расположение эколого-климатических станций (ЭКС) в неморальном ельнике (НЕ), на сплошной вырубке (СВ) и метеостанции «Лесной Заповедник» (МС); (б) — схема расположения ЭКС на аэрофотоснимке сплошной вырубке (Фото: Иванов Д.Г. и Огурцов С.С.).

Территория заповедника относится к атлантико-континентальной европейской области умеренного климатического пояса (Алисов, 1956) или к влажному континентальному климату (Dfb) по классификации Кёппена-Гейгера (Peel et al., 2007). По данным долгосрочных метеорологических измерений на метеостанции «Торопец» ( $56.48^\circ$  с.ш.,  $31.63^\circ$  в.д., 187 м н.у.м.), расположенной в 80 км к западу от ЦЛГПБЗ (Рисунок 6), в период с 1981 по 2010 гг. средняя годовая температура воздуха на высоте 2 м составила  $+5.3^\circ\text{C}$ , средняя температура января  $-6.5^\circ\text{C}$ , июля  $+15.6^\circ\text{C}$ , а средняя годовая сумма осадков — 955 мм. Вегетационный период, в среднем, длится 187 дней (с 30 апреля по 10 октября). Средние за период инструментальных наблюдений величины средней месячной приземной температуры воздуха и месячных сумм осадков представлены на климатограмме (Рисунок 7). Снежный покров на территории заповедника, как правило, формируется в середине ноября, а сходит в конце марта — начале апреля. Годовые суммы осадков превышают суммарное испарение, что определяет положительный баланс влаги на территории (Минаева, 2001; Kuricheva et al., 2017). Индекс влажности климата (СМИ) (Willmott, Feddema, 1992), который рассчитывается как разница между годовой суммой осадков и потенциального суммарного испарения (PET), составляет 0.3 – 0.4 (Novenko et al., 2018). Средняя величина гидротермического коэффициента Селянинова, рассчитанного по данным метеостанции

«Лесной Заповедник», соответствует оптимуму произрастания еловых лесов и составляет 1.62 (Пузаченко и др., 2007).

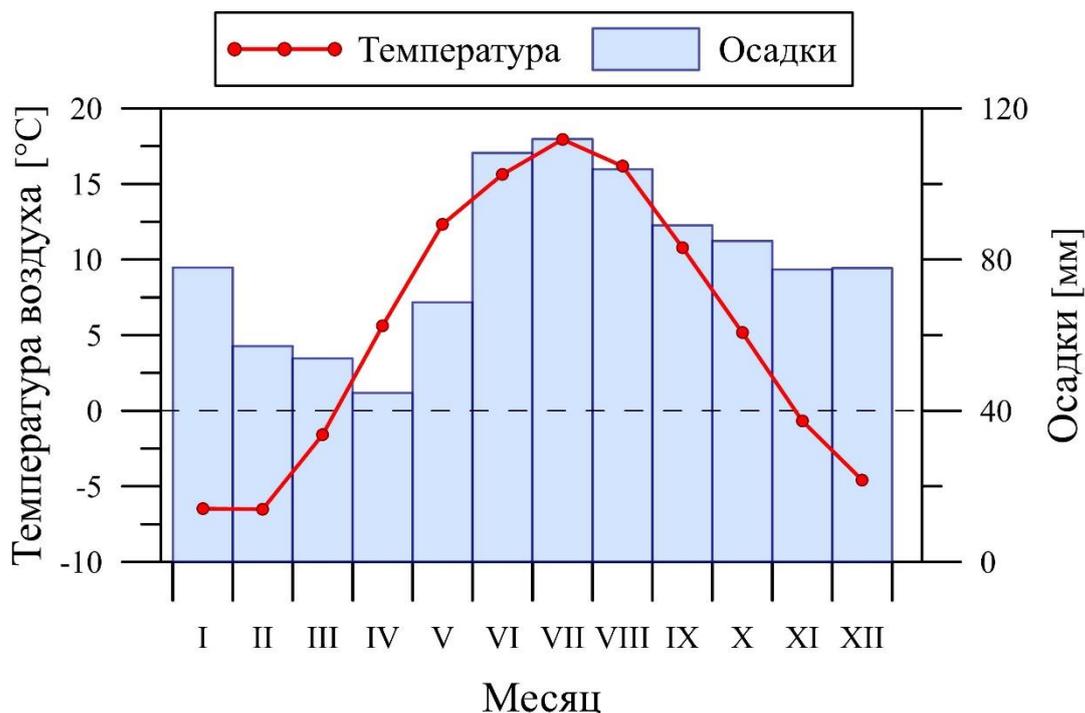


Рисунок 7. Климатограмма за период 1981 – 2010 гг. по данным метеостанции «Торопец».

Растительность заповедника представлена типичными сообществами подзоны южной тайги, в основном ельниками. Территория ЦЛГПБЗ принадлежит к Валдайско-Онежской подпровинции Североевропейской таёжной провинции (Исаченко, Лавренко, 1980; Пугачевский, 1992). Для данного региона характерно чередование массивов зональных широколиственно-еловых лесов с крупными участками южно-таёжных ельников, распределение которых определяется геоморфологическими особенностями территории (Карпов, 1973; Пугачевский, 1992). Преобладание бореальных видов характерно для участков со слабой дренированностью (Пугачевский, 1992). Леса ЦЛГПБЗ могут рассматриваться как эталон коренного растительного покрова таёжных равнинных территорий Восточной Европы (Смирнова и др., 1999). Согласно классификации (Olson et al., 2001), южно-таёжные леса юго-запада Валдайской возвышенности относятся к биому бореальных лесов. Несмотря на наличие широколиственных пород деревьев, преобладание темнохвойной древесной растительности в южно-таёжных лесах ЕТР обуславливает сходство их климаторегулирующих функций с лесами других подзон тайги.

В структуре растительных сообществ ЦЛГПБЗ доминируют еловые леса, представленные целостным, относительно ненарушенным массивом (47 % территории). На сосновые леса сфагновой классификационной группы приходится до 10% площади,

черноольховые леса, приуроченные к логам, долинам ручьев и рек составляют около 1 %. Около 4% территории занято олиготрофными и осоковыми мезотрофными болотами. Луговая растительность представлена пойменными и вторичными суходольными лугами (1 %). Во вторичных лесах, появившихся на месте распада перестойных деревьев, пожаров, рубок и ветровалов, доминируют в основном берёза пушистая (*Betula pubescens*), и осина (*Populus tremula*), и реже ольха серая (*Alnus incana*) (Смирнова и др., 1999). На территории ЦЛГПБЗ представлено всё разнообразие типов и форм естественной динамики и сукцессионных процессов, свойственное развитию таёжных экосистем и связанное в основном с заболачиванием и возобновлением лесной растительности на месте распада естественных поколений популяции ели, массового усыхания древостоев, пожаров, вырубок, ветровалов и др. (Смирнова и др., 1999). Вырубка леса осуществляется небольшими участками на территории зоны рационального природопользования. Основным фактором природных нарушений являются ветровалы (Кухта, Румянцев, 2010; Пузаченко и др., 2007; Пузаченко и др., 2015).

В структуре еловых лесов преобладают ельники кисличные и черничные (60%), занимающие плакорные местообитания с комплексом подзолистых почв. Среди черничных ельников встречаются как типичные для средней тайги ельники черничные с хорошо выраженным моховым покровом, так и их южнотаёжные варианты: ельники хвощево-папоротниково-черничные, кислично-черничные. На слабо дренированных участках с замедленным внутрпочвенным стоком ельники кисличные замещаются ельниками чернично-кисличными с палево-среднеподзолистыми слабогумусированными грунтово-оглееными почвами. На повышенных хорошо дренированных элементах рельефа они замещаются ельниками кисличными, в которых отмечается устойчивое присутствие неморальных видов. Эти лесные сообщества выделяются в группу неморально-кисличных ельников, составляющую до 15 % еловых лесов. Местообитания, занимаемые неморальными ельниками в условиях водораздельной равнины, приурочены к нижним частям хорошо расчленённых склонов, где преобладают дерново-палево-подзолистые почвы, формирующиеся в условиях близкого залегания карбонатной морены. Такие сообщества составляют 17% территории. К ложбинам стока и слабоврезанным долинам ручьев и речек приурочены травяно-болотные сообщества еловых лесов на минеральных почвах (6 %) и черноольхово-таволговые ельники на маломощных торфах, составляющие не более 7% от площади еловых лесов (Смирнова и др., 1999).

### **2.1.2 Неморальный ельник**

Ненарушенный (условно) неморальный (кислично-щитовниковый) ельник (HE) находится на территории заповедного ядра (56.4476°с.ш, 32.9019° в.д., 265 м н. у. м.)

(Рисунок 8). Объект исследования расположен на хорошо-дренируемом относительно ровном участке моренной гряды с уклоном  $<1^\circ$ . Преобладают дерново-палево подзолистые и дерново-подзолистые почвы с разной степенью оглеения. Профиль фонового участка почвы: Ad<sub>3</sub> – AY<sub>7</sub> – El<sub>24</sub> – VEI<sub>49</sub> – VTf<sub>59</sub> – VT<sub>259</sub>l (Приложение 1). В верхних 30 см профиля содержится до 82% органического углерода. Содержание гумуса в горизонте A1 составляет 3.71%, а в горизонте A1A2 2.62% (Алилов и др., 2018). Запасы почвенного углерода составляют 68 т·га<sup>-1</sup> (до глубины 1м), рН<sub>H2O</sub> варьирует от 3.7 – 4.3, запасы азота от 27 до 58 кг·га<sup>-1</sup> (Schulze et al., 2002).



Рисунок 8. Эколого-климатическая станция в неморальном ельнике (НЕ). Фото Иванова Д.Г.

Растительность вокруг станции представлена типичными для европейской южной тайги видами: ель европейская (*Picea abies*) — 53%, клён остролистный (*Acer platanoides*) — 18%, вяз голый (*Ulmus glabra*) — 6.4%, осина 6% и берёза пушистая — 5%. В травянистом ярусе преобладают щитовник мужской (*Dryopteris filix-mas*) и кислица обыкновенная (*Oxalis acetosella*) (Kurbatova et al., 2008; Kuricheva et al., 2017). Возраст деревьев достигает 170 лет, что свидетельствует о слабой нарушенности древостоя. Высота первого яруса достигает 30 – 35 м. LAI составляет 6.5 м<sup>2</sup>·м<sup>-2</sup>. Запасы углерода в наземной биомассе оцениваются в 60 тС·га<sup>-1</sup> (Schulze et al., 2002).

### 2.1.3 Сплошная вырубка

Сплошная вырубка (СВ) находится в зоне рационального природопользования заповедника ( $56.444^{\circ}$  с.ш.,  $33.048^{\circ}$  в.д., 250 м н.у.м.) в 8 км от НЕ (Рисунок 7). Эколого-климатическая станция на СВ была установлена непосредственно по окончании вырубki леса (6 апреля 2016 г.). Площадь вырубki составляет 4.5 га (Рисунок 9). СВ располагается на относительно ровном участке моренной гряды (уклон поверхности  $<1^{\circ}$ ).



Рисунок 9. Сплошная вырубка. Май 2016 г.

Почвенный покров представлен дерново-палево-подзолистыми почвами с относительным содержанием гумуса в горизонте А1 от 2.73 до 5.79 % (Рисунок 10). Профили фонового участка почвы: Ad<sub>2</sub> – AY<sub>17</sub> – AEI<sub>34</sub> – BEI<sub>53</sub> – BTg<sub>82</sub> – Cg<sub>82</sub>. Подробное описание профилей почвы представлено в (Приложение 1).



Рисунок 10. Фотография профиля почвы на сплошной вырубке. Фото: Иванов Д.Г.

Т.к. выбор объекта был осуществлён непосредственно после лесозаготовительных работ, то, к сожалению, у нас не было возможности выполнить точное геоботаническое описание вырубленного участка леса. Информация о видовом составе вырубленного древостоя СВ была получена на основе анализа опада, спутниковых снимков и данных, предоставленных сотрудниками научного отдела заповедника (устная коммуникация). В древесном пологе присутствовали: ель европейская, берёза повислая (*Betula pendula*), клён остролистый, осина обыкновенная и рябина обыкновенная (*Sorbus acuparia*). Таким образом, вырубленный лес на месте СВ был близок по составу древесной растительности к контрольному участку в НЕ. В окружающем вырубку лесу среди древесных пород доминируют: ель европейская, берёза повислая, осина обыкновенная и клён остролистый. В подлеске преобладают рябина обыкновенная, черёмуха обыкновенная (*Padus avium*) и калина обыкновенная (*Viburnum opulus*). Травяно-кустарничковый ярус представлен кислицей обыкновенной, звездчаткой ланцетолистной (*Stellaria holostea* (L.)), ожикой волосистой (*Luzula pilosa* (L.) Willd.).

По окончании лесозаготовительных работ на СВ осталось большое количество пней, древесного опада и порубочных остатков (Рисунок 9). В первые недели после вырубki (начало апреля) в силу раннего начала эксперимента наблюдалось отсутствие какой-либо растительности ( $LAI=0$ ) (Рисунок 11 и Рисунок 12). Восстановление растительного покрова (древесного и травянисто-кустарничкового) началось сразу после оттаивания верхних горизонтов почвы (середина апреля). К середине августа средняя высота подроста составляла 70 – 90 см, а значения  $LAI$  достигли  $2.6 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ . В подросте преобладала осина, ольха чёрная (*Alnus glutinosa*), рябина обыкновенная, клён остролистый; в подлеске — малина обыкновенная (*Rubus idaeus*). В первый год в составе травянистого покрова преобладали звездчатка злаковая (*Stellaria graminea*), земляника лесная (*Fragaria vesca*) и кислица обыкновенная.

В течение последующего зимнего периода (2016 – 2017 гг.) весь подрост над снежным покровом (до 1 м) был съеден лосем. Заращение вырубki в вегетационный период 2017 года происходило в основном за счёт разных видов травянистой растительности, среди которых преобладали ясколка полевая (*Cerastium arvense*), земляника лесная, гравилат речной (*Geum rivale*), ситник развесистый (*Juncus effusus* (L.)), таволга вязолистная (*Filipendula ulmaria*), а также различные виды злаков. Максимальные значения  $LAI$  в 2017 г. были достигнуты в середине июля и составили  $4.5 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$  (Мамкин и др., 2019). Высота подроста древесной растительности в 2017 г. не превышала 1 м.

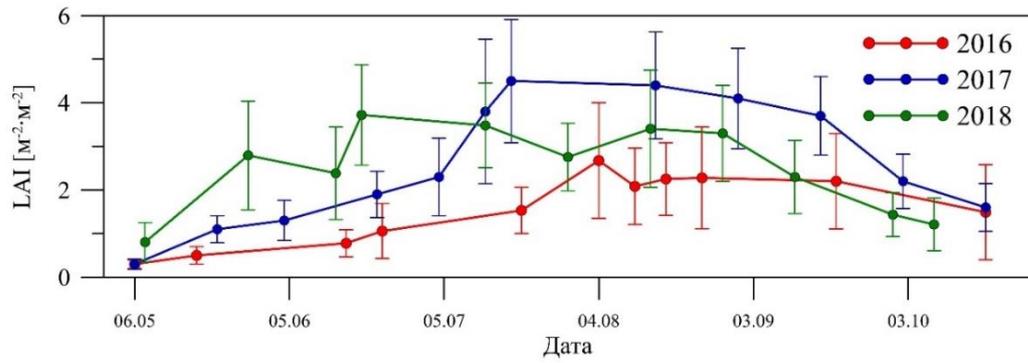


Рисунок 11. Сезонный ход средних величин индекса листовой поверхности ( $LAI$ ) на сплошной вырубке в 2016, 2017 и 2018 гг. Вертикальными линиями показано стандартное отклонение ( $\pm SD$ ) по результатам измерения на 10 точках.



Рисунок 12. Динамика растительного покрова на СВ.

В 2018 году наблюдались высокие темпы восстановления подроста. Высота древесного подроста в среднем составила 1.2 м, а отдельные деревья достигали высоты 2 м. Максимальная величина  $LAI$  в 2018 г. наблюдалась во второй половине июня и составила  $3.7 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$  (Mamkin et al., 2019 b). Помимо выше указанных видов травянистой растительности, в 2018 г. на вырубке были обнаружены: вейник тростниковый (*Calamagrostis arundinacea* (L.) Roth) и щучка дернистая (*Deschampsia cespitosa* (L.) P. Beauv.).

## 2.2 Современные изменения климата района исследования

Климатические условия Юго-Запада Валдайской возвышенности характеризуются выраженной изменчивостью средней годовой температуры воздуха и годовой суммы осадков на фоне их положительного тренда в течение последних десятилетий (Рисунок 13). Для анализа современных климатических изменений района исследований были использованы данные измерений приземной температуры воздуха на метеостанции «Торопец» ( $56.48^\circ$  с.ш.,  $31.63^\circ$  в.д., 187 м н.у.м.), расположенной в 80 км к западу от ЦЛГПБЗ, и данные измерений осадков на метеостанции «Лесной заповедник» ( $56.5^\circ$  с.ш.  $32.83^\circ$  в.д., 240 м н.у.м.), расположенной непосредственно в охранной зоне ЦЛГПБЗ между объектами исследования (Рисунок 6). К сожалению, отсутствие измерений в ночные сроки на метеостанции «Лесной заповедник» в период с 1998 по 2017 гг., а также отсутствие данных в период 1961 – 1962 и 1969 – 1970 гг. затрудняет использование результатов инструментальных наблюдений температуры воздуха на данной станции для анализа климатических изменений за последние десятилетия. Данные измерений на метеостанции «Торопец» были получены из открытой базы данных ВНИИГМИ-МЦД «Аисори-М» (<http://aisori-m.meteo.ru/waisori/>). В качестве опорного для расчёта климатических норм был использован период 1981-2010 гг, который рекомендован Всемирной Метеорологической Организацией (ВМО) для определения стандартных климатических норм в целях проведения оперативного климатического мониторинга (ВМО, 2017).

Средняя годовая температура воздуха за период 1981 – 2010 гг. составила  $5.2^\circ\text{C}$ , а средняя годовая сумма осадков 758 мм. Согласно проведённому анализу, на Юго-западе Валдайской возвышенности наблюдается положительный тренд средней годовой приземной температуры воздуха с коэффициентом линейного тренда  $b=0.43^\circ\text{C}/10$  лет и годовой суммы осадков ( $b=17.0$  мм/10 лет, т.е. около 2% средней годовой нормы), однако статистически значимым является лишь тренд средней годовой температуры воздуха. Для сравнения, в Докладе об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год (Доклад об особенностях..., 2019) в период с 1976 по 2018 гг. средняя годовая температура воздуха

на западе ЕТР росла с коэффициентом  $b = 0.5 - 0.6 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$ , а годовая сумма осадков увеличилась в пределах 5% от нормы/10 лет.

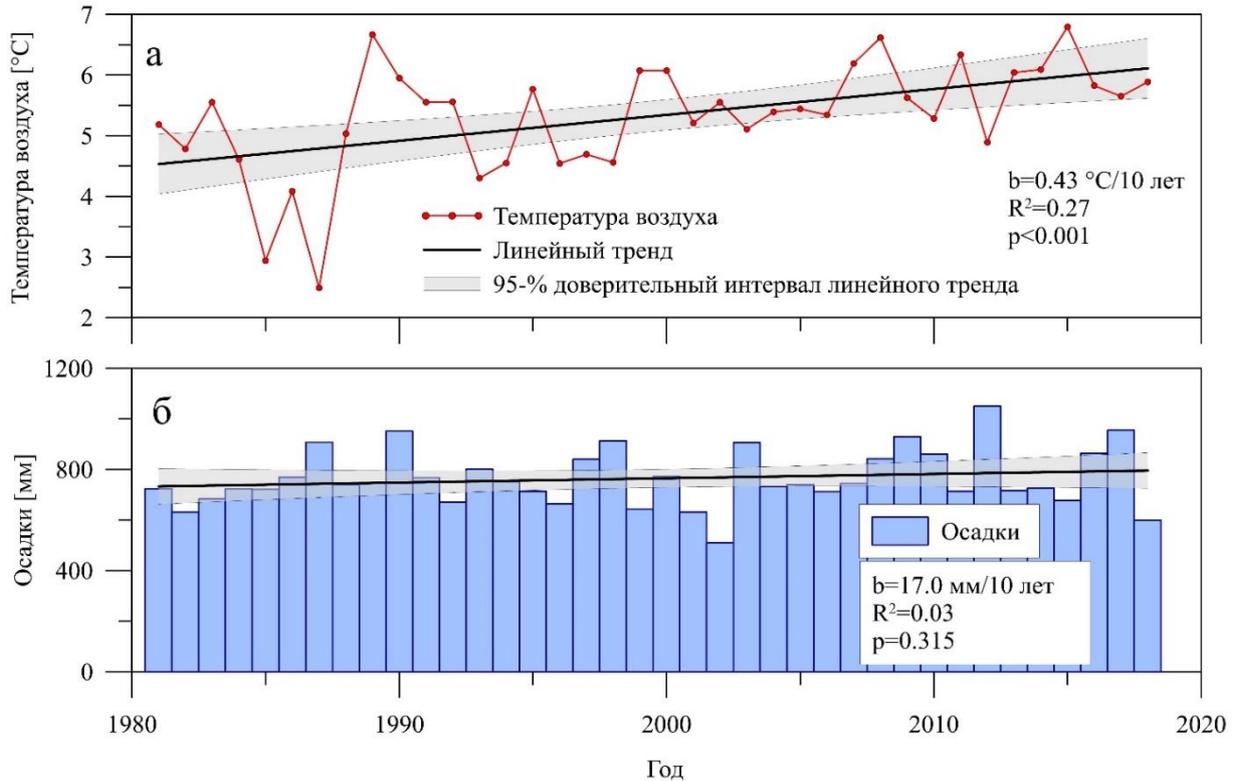


Рисунок 13 Средняя годовая температура воздуха по данным метеостанции «Торопец» (а), и годовой суммы осадков по данным метеостанции «Лесной заповедник» (б) в период с 1981 по 2018 гг.

Аномалии средней годовой температуры воздуха, рассчитанные как разность между средней годовой температурой воздуха в определённый год и климатической нормой за выбранный опорный период (Рисунок 14), имели статистически значимый положительный тренд, изменяясь в диапазоне от  $-3$  до  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ . При этом наибольший рост температуры воздуха отмечается в зимние и летние месяцы. Статистически значимыми можно считать только тренды сезонных аномалий температуры воздуха летом ( $p < 0.05$ ).

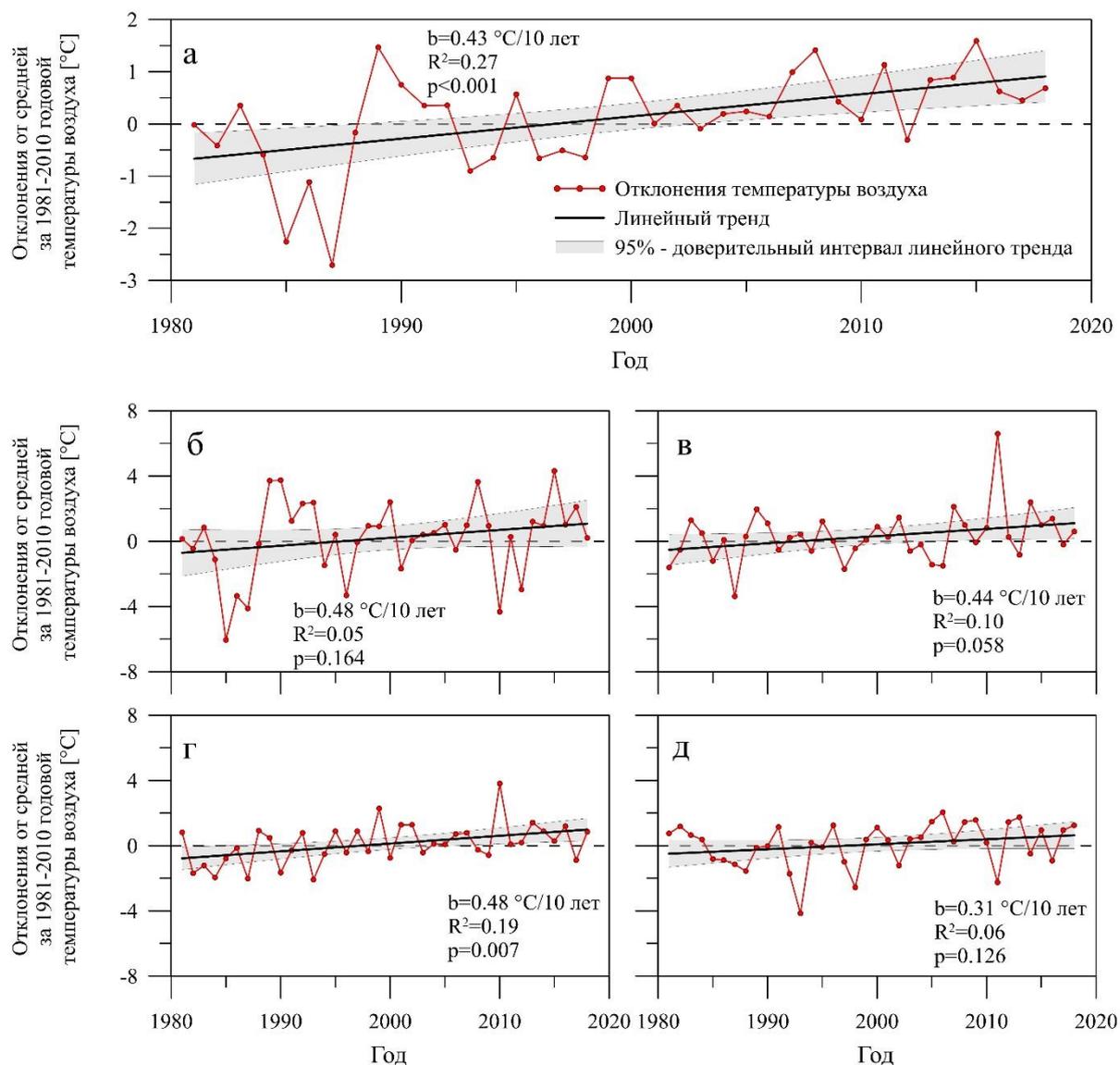


Рисунок 14. Аномалии средней годовой (а) и средних за сезон (б — зима, в — весна, г — лето, д — осень) приземной температуры воздуха по данным метеостанции «Торопец» в период с 1981 по 2018 гг.

Аномалии средней за год суммы осадков (Рисунок 15) изменялись в пределах  $\pm 5\%$  от годовой нормы ( $\pm 30$  мм в месяц). Положительный тренд аномалий годовых сумм осадков обусловлен статистически значимыми положительными трендами сезонных аномалий зимой и весной, однако для осени и лета статистически значимого тренда аномалий осадков не наблюдается. Если для аномалий температуры воздуха характерен наибольший диапазон изменения зимой, то наибольший диапазон изменения аномалий осадков характерен для лета.

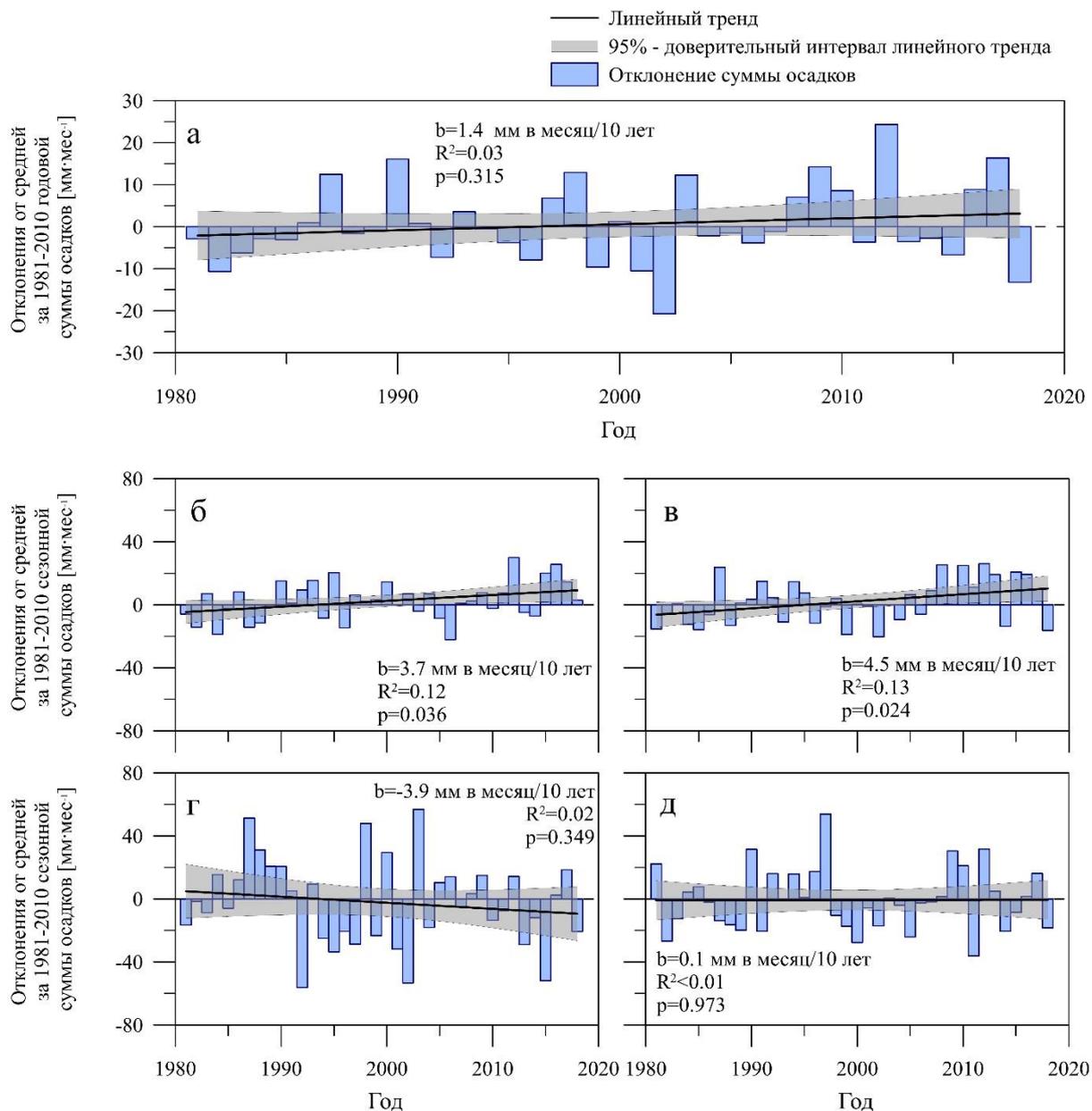


Рисунок 15. Аномалии годовой (а) и сезонных (б — зима, в — весна, г — лето, д — осень) сумм осадков по данным метеостанции «Лесной заповедник» в период с 1981 по 2018 гг.

За последние 30 лет на юго-западе Валдайской возвышенности наблюдается значимый рост средней годовой приземной температуры воздуха. Наиболее существенно увеличиваются аномалии температуры воздуха в летние месяцы. Достоверный рост аномалий осадков отмечается зимой и весной. Потепление климата и изменение условий увлажнения являются важными абиотическими факторами энерго- и массообмена лесных экосистем с атмосферой.

### 2.3 Погодные условия периода наблюдений

По данным метеостанции «Торопец» средняя годовая температура воздуха в 2016 г. составила 5.8°C, в 2017 г. 5.7°C и 5.9 в 2018 г., при этом климатическая норма для периода 1981 – 2010 гг. составляет 5.2 °C. В то же время, по данным метеостанции «Лесной заповедник», годовая сумма осадков составила 864.4 мм в 2016 г., 954.6 мм в 2017 г. и 599.5 мм в 2018 г. при годовой норме осадков 758.0 мм. Таким образом, во все три года наблюдений средняя годовая приземная температура воздуха была выше климатической нормы, при этом 2016 и 2017 гг. были более влажными относительно климатической нормы годовой суммы осадков, а 2018 г., напротив, оказался относительно сухим. Максимальная температура воздуха составила 25.0 °C в 2016 г., 24.2 °C в 2017 и 22.4 °C в 2018 г., при этом максимальная годовая температура, в среднем, за выбранный базовый период составила 23.6 °C. Минимальная годовая температура составила –22.5°C, –27.3°C и –18.0 в 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно, при средней за базовый период минимальной годовой температуре воздуха –23.4 °C.

Экстремальность погодных и климатических условий может быть проанализирована через подсчёт количества дней со средней суточной температурой воздуха выше 95-го перцентиля ( $P_{95}$ ) и ниже 5-го перцентиля ( $P_5$ ) распределения средних многолетних величин за соответствующие даты (Таблица 1). Расчёт климатических аномалий температуры воздуха для календарных дней производился по методике 5CD (Zhang et al., 2005) для периода 1981 – 2010 гг. Данный подход подразумевает, что аномалия метеопараметра за определённый календарный день рассчитывается в 5-дневном окне, центрированном на календарный день, для которого производится расчёт (WMO, 2009). В 2016 г. наблюдалось наибольшее количество дней с экстремально тёплой погодой и наименьшее количество дней с экстремально холодной, причём количество дней с экстремально высокой температурой воздуха превысило средний для периода 1981 – 2010 гг. показатель почти в 3 раза, а количество дней с экстремально низкой температурой было меньше, чем в среднем за тот же период, почти в 4.5 раза. Повторяемость экстремально высоких средних суточных температур воздуха в 2017 г. была также высокой, а повторяемость экстремально низких средних суточных температур воздуха низкой. Также в 2016 и 2017 гг. наблюдалась высокая повторяемость дней с экстремально большой суточной суммой осадков. В 2018 г. экстремально тёплые, экстремально холодные и экстремально влажные погодные условия наблюдались реже как относительно средних за 2016 и 2017 гг., так и относительно средних за базовый период величин. Количество дней без осадков было близко к климатической норме в 2016 и 2018 гг. и меньше на 21% в 2017 г.

Продолжительность вегетационного периода, по данным метеостанции «Торопец», составила 186 дней (06.04 – 09.10) в 2016 г., 200 дней (02.04 – 18.10) в 2017 г. и 176 дней (05.04 – 28.09) в 2018 г. Сумма активных температур для вегетационного периода составила 2663 °С, 2364 °С и 2650 °С в 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно. По данным метеостанции «Лесной заповедник», сход устойчивого снежного покрова в 2016 г. наблюдался 05.04. Максимальная высота снежного покрова зимой 2015 – 2016 гг. составила 39 см. Формирование устойчивого снежного покрова зимой 2016 – 2017 гг. началось 27.10.2016, а сход снега произошёл 31.03.2017, максимальная высота при этом составила 48 см. Устойчивый снежный покров зимой 2017 – 2018 гг сформировался 27.10.2017, а сход наблюдался 08.04. 2018, максимальная высота при этом достигала 44 см. Формирование устойчивого снежного покрова осенью 2018 г. началось 27.11.

Таблица 1. Количество дней со средней суточной температурой воздуха ( $T_a$ ) выше 95-го перцентиля ( $P_{95}$ ) и ниже 5-го перцентиля ( $P_5$ ) распределения средних многолетних величин за соответствующие даты по данным метеостанции «Торопец», а также количество дней с суммой осадков ( $Pr$ ) выше  $P_{95}$  по данным метеостанции «Лесной заповедник» в 2016, 2017 и 2018 гг.

	<b>Кол-во дней (<math>T_a &gt; P_{95}</math>)</b>	<b>Кол-во дней (<math>T_a &lt; P_5</math>)</b>	<b>Кол-во дней с <math>Pr &gt; P_{95}</math></b>	<b>Кол-во дней без осадков</b>
<b>2016</b>	53	4	30	170
<b>2017</b>	26	11	32	151
<b>2018</b>	10	14	16	172
<b>Среднее за 1981 – 2010 гг.</b>	18.5	18.1	19.1	169.9

2016 г. характеризовался отрицательными аномалиями средней месячной температуры воздуха в январе, октябре и ноябре (Таблица 2). В остальные месяцы года аномалии были положительными. Также преимущественно положительные аномалии осадков в 2016 г. наблюдались во все месяцы, кроме июня, августа и сентября. Несмотря на положительную аномалию средней годовой температуры воздуха в 2017 г., на вегетационный период пришлось отрицательные месячные аномалии температуры воздуха (апрель — июль и октябрь), что сопровождалось положительными аномалиями средних месячных сумм осадков для большинства месяцев года. 2018 г., напротив, характеризовался положительными аномалиями средних месячных температур воздуха на протяжении

вегетационного периода и преимущественно отрицательными аномалиями осадков в течение всего года.

Таблица 2. Средняя месячная температура воздуха по данным метеостанции «Городец» и месячные суммы осадков по данным станции «Лесной заповедник» в 2016, 2017 и 2018 гг, а также климатическая норма, рассчитанная для периода 1981 – 2010 гг.\*

Месяц	Температура воздуха [°C]				Осадки [мм]			Норма
	2016	2017	2018	Норма	2016	2017	2018	
<b>I</b>	-11.6	-6.7	-4.3	-6.3	75.5	58.5	78.8	51.4
<b>II</b>	-0.5	-4.4	-8.9	-6.7	52.1	43.5	22.3	40.8
<b>III</b>	-0.6	1.5	-4.5	-1.6	47.9	54.9	30.4	41.4
<b>IV</b>	6.7	4.0	7.0	5.6	75.3	67.5	33.2	33.7
<b>V</b>	14.1	9.9	15.2	12.1	75.3	48.1	28.3	65.3
<b>VI</b>	17.1	13.3	15.3	15.5	66.5	118.7	80.4	83.0
<b>VII</b>	18.8	16.1	18.8	17.8	126.3	115.2	62.2	94.6
<b>VIII</b>	16.9	17.2	17.7	16.0	78.7	85.8	59.7	86.6
<b>IX</b>	11.3	12.3	13.2	10.5	57.9	88.1	79.1	75.6
<b>X</b>	3.4	4.7	5.6	5.2	74.3	111.7	45.5	74.1
<b>XI</b>	-2.7	0.6	-0.3	-1.0	80.0	56.2	28.0	57.7
<b>XII</b>	-3.0	-0.7	-4.3	-5.2	54.6	106.4	51.6	53.7

\* — цветом обозначены аномалии относительно климатической нормы (1981 – 2010 гг). Каждому значению аномалии соответствует оттенок красного и синего для температуры воздуха, жёлтого и зелёного для осадков. Ярко-красный цвет соответствует аномалии средней месячной температуры воздуха 5 °C, а тёмно-синий цвет — аномалии средней месячной температуры воздуха -5°C. Для осадков: темно-зелёный цвет соответствует положительной аномалии месячной суммы осадков более 50 % от нормы, а ярко-жёлтый менее 50%. Белый цвет соответствует отсутствию аномалии.

Для описания межсуточной изменчивости сезонного хода температуры и осадков использованы данные измерений температуры воздуха и осадков на метеостанции «Лесной заповедник» за сроки 06:00, 09:00, 12:00, 15:00 и 18:00 СГВ (МСК-3) в 2016 и 2017 гг. и за все сроки, включая ночные, в 2018 г. (Рисунок 16).

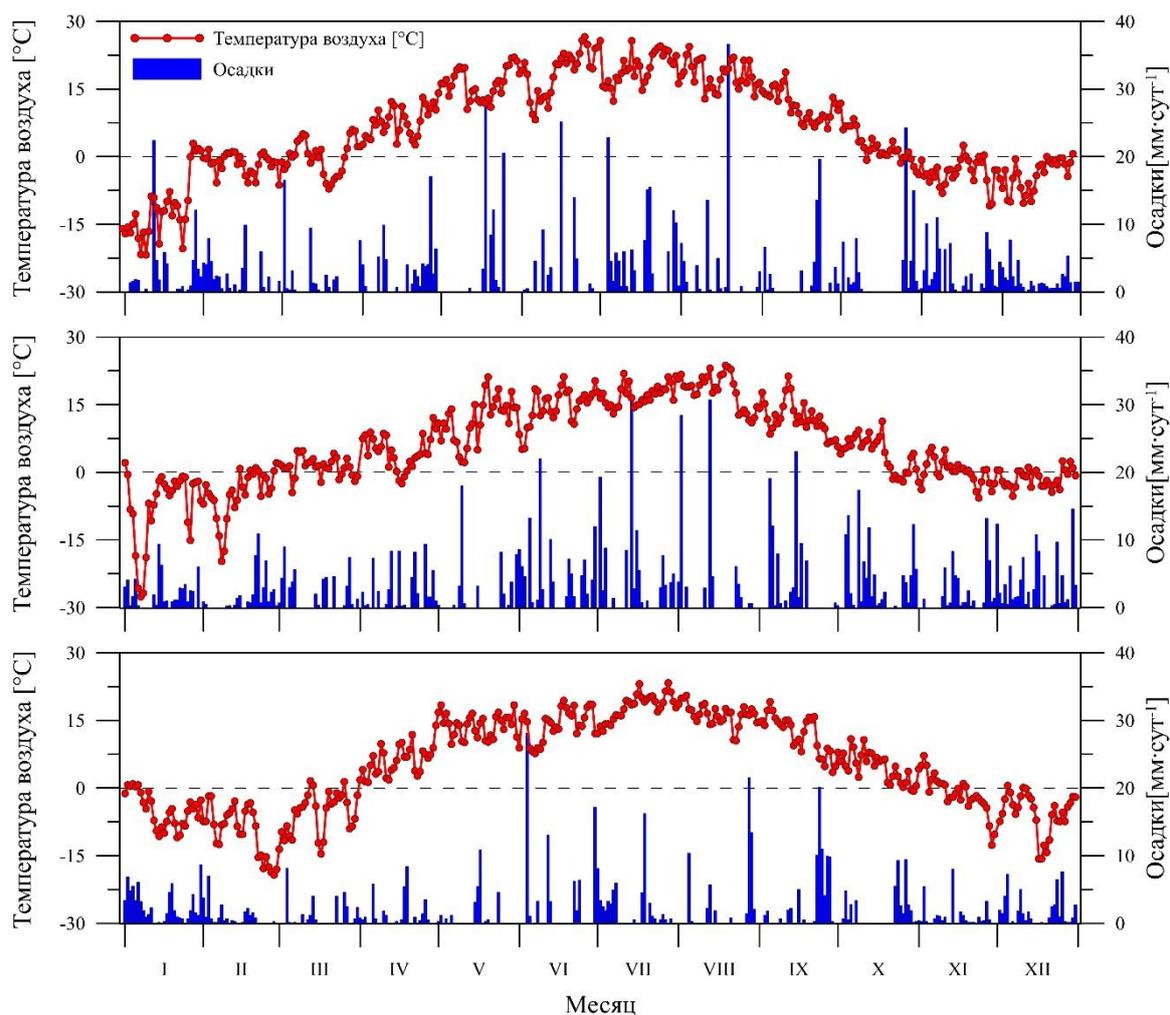


Рисунок 16. Сезонный ход средней суточной температуры воздуха и суточных сумм осадков в 2016, 2017 и в 2018 гг. по данным метеостанции «Лесной заповедник». Величина средней суточной температуры воздуха для 2016 и 2017 гг. рассчитана на основе дневных сроков (06:00, 09:00, 12:00, 15:00 и 18:00 СГВ (МСК–3)).

Дневные температуры воздуха до схода устойчивого снежного покрова в 2016 г. были преимущественно отрицательные, изменяясь от  $-22$  до  $5$  °С. В течение всего вегетационного периода отрицательные температуры воздуха днём не наблюдались. В летние месяцы дневная температура воздуха изменялась от  $8$  до  $27$  °С, максимальные величины температуры воздуха наблюдались в июне. Отрицательные температуры воздуха были отмечены сразу по окончании вегетационного периода в октябре и достигали  $-15$  °С.

Зимой 2017 г. дневная температура воздуха достигала  $-28$ °С. Вегетационный период в апреле прерывался кратковременными заморозками. Максимальные температуры воздуха наблюдались в августе ( $23$ °С). Переход к отрицательным температурам воздуха произошёл во второй половине октября. В ноябре и декабре дневная температура воздуха не опускалась ниже  $6$  °С.

Минимальные величины средней суточной температуры воздуха в 2018 г. пришлось на конец февраля ( $-19^{\circ}\text{C}$ ). Вегетационный период не прерывался заморозками. Температура воздуха летом изменялась от 7 до  $23^{\circ}\text{C}$ . Максимальные величины пришлось на конец июля. Отрицательные среднесуточные температуры воздуха отмечались с ноября. В декабре температура воздуха достигала  $-16^{\circ}\text{C}$ .

Осадки были равномерно распределены в течение всех трёх лет наблюдений с максимальным их количеством в летние месяцы. Максимальные суточные суммы осадков наблюдались в 2016 и в 2017 гг. августе (до  $36.6$  и  $30.7$   $\text{мм}\cdot\text{сут}^{-1}$  соответственно), а в 2018 г. в июне ( $28.1$   $\text{мм}\cdot\text{сут}^{-1}$ ).

Нужно отметить, что средняя годовая температура воздуха во все три рассматриваемых года наблюдений была выше средних многолетних величин за период 1981 – 2010 гг. Годовые суммы потоков тепла, влаги и  $\text{CO}_2$  в умеренном климате во многом определяются погодными условиями вегетационного периода (особенно летних месяцев). Период измерений охватывает как годы с преимущественно положительными аномалиями температуры воздуха вегетационного периода (2016 и 2018 гг.), так и с отрицательными аномалиями (2017 г.), а также годы с преимущественно положительными аномалиями сумм осадков вегетационного периода (2016 и 2017 гг.) и преимущественно отрицательными аномалиями (2018 г.). При этом в рассматриваемые годы отсутствовали периоды засух, а значит, процессы энерго- и массообмена не лимитировались отсутствием влаги.

#### **2.4 Температурно-влажностный режим почвы.**

Режим температуры и влажности почв объектов исследования формировался под влиянием изменения погодных условий периода наблюдений и специфических особенностей самих объектов исследования. В НЕ (Рисунок 17) температура почвы на глубине 10 см была в основном положительной в течение 2016 – 2017 гг. Отрицательные величины наблюдались лишь в начале января 2016 г. ( $-0.2^{\circ}\text{C}$ ). До схода устойчивого снежного покрова температура почвы стабильно изменялась в диапазоне от 0 до  $2.5^{\circ}\text{C}$ . Максимальные величины были достигнуты в конце июля и в начале августа ( $15.9^{\circ}\text{C}$  в 2016 г.,  $14.9$  в 2017 г. и  $15.9^{\circ}\text{C}$  в 2018 г.). В среднем, за год температура почвы на глубине 10 см в НЕ составила  $6.9^{\circ}\text{C}$  в 2016 г.,  $6.2^{\circ}\text{C}$  в 2017 г и  $6.5^{\circ}\text{C}$  в 2018 г.

Ограниченное количество данных, полученных зимой, а также ранней весной и поздней осенью на сплошной вырубке, не позволяет провести сравнительный анализ различий температурно-влажностного режима почв объектов исследования в течение всего 3-х летнего периода измерений. Статистически значимых различий средней суточной

температуры почвы на глубине 10 см в НЕ и на СВ в феврале и марте 2018 г. (при наличии устойчивого снежного покрова) не было обнаружено. В то же время в течение летних месяцев анализируемого периода средняя суточная температура почвы на глубине 10 см на вырубке статистически значимо превышала средние суточные температуры почвы в НЕ (13.5 °С в НЕ и 17.1 °С на СВ в 2016 г., 11.8 °С в НЕ и 13.9 °С на СВ в 2017 г., 13.2 °С в НЕ и 14.2 °С в 2018 г.) (t-тест Стьюдента для зависимых выборок:  $p < 0.01$  во все годы наблюдений). Максимальные величины температуры почвы на глубине 10 см на СВ наблюдались в июле (20.3 °С в 2016 г., 15.8 °С в 2017 г. и 17.9 °С в 2018 г.). Температурные максимумы были достигнуты раньше, чем в НЕ, на 26 и на 17 дней в 2016 и в 2017 гг. соответственно. В 2018 г. максимальные значения температуры почвы наблюдались в один календарный день.

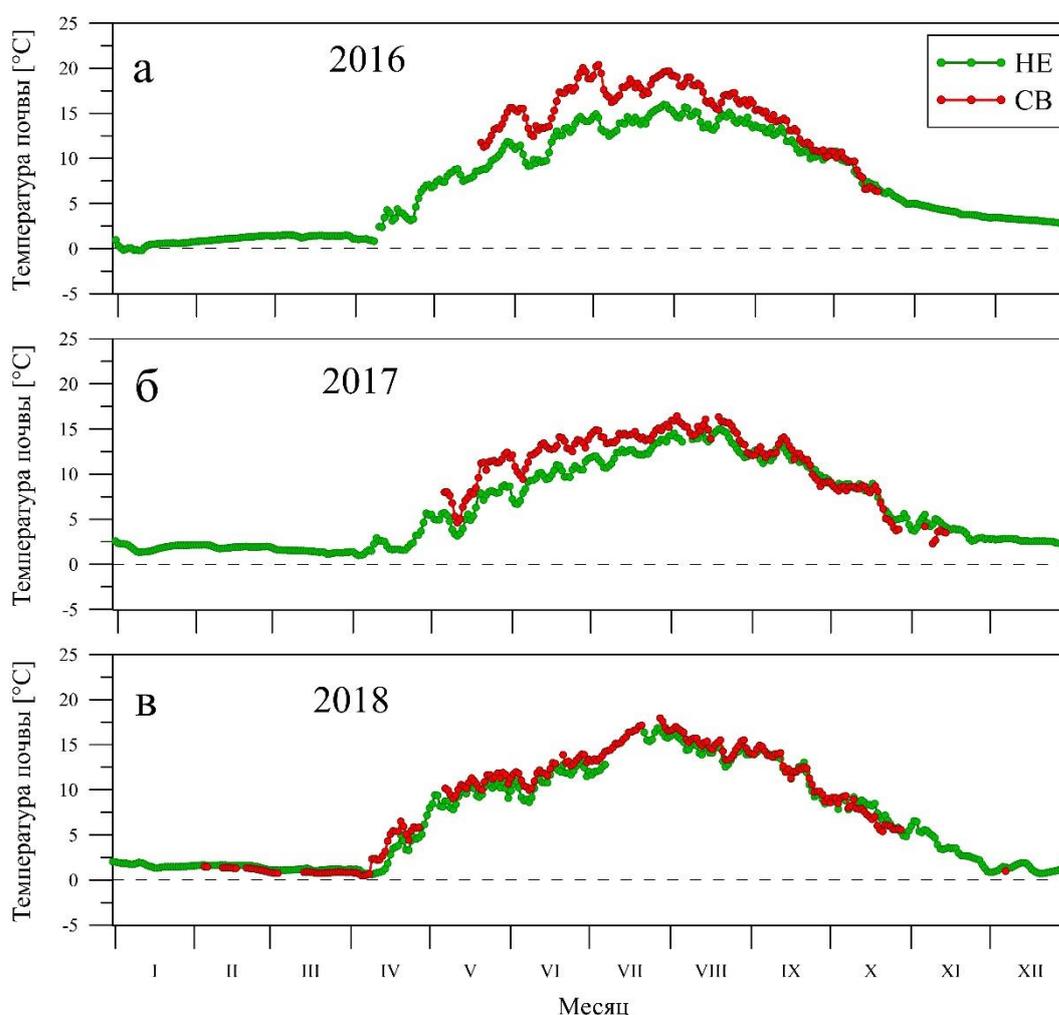


Рисунок 17. Средняя суточная температура почвы на глубине 10 см по данным измерений в НЕ и на СВ в 2016 г. (а), в 2017 г. (б) и в 2018 г. (в).

Для сравнения суточной динамики температуры почвы на глубине 10 см и температуры воздуха над НЕ и СВ были взяты данные за июль 2016, 2017 и 2018 г. Как видно из (Рисунок 18) наибольшая суточная амплитуда температуры воздуха наблюдалась в 2016 г.

(6.5 и 9.1 °С над НЕ и СВ соответственно), а наименьшая в 2017 г. (5.9 и 8.3 °С над НЕ и СВ соответственно). Суточная амплитуда температуры почвы также была максимальна в 2016 г. (1.0 °С в НЕ и 1.7 °С на СВ), а минимальна в 2017 г. (0.8 °С в НЕ и 1.2 °С на СВ). Большая амплитуда температуры воздуха над СВ определялась в основном относительно низкими температурами воздуха ночью при одинаковых величинах дневных максимумов. Суточные максимумы температуры воздуха, как правило, приходились на промежуток времени от 15:30 до 17:00 (МСК), а минимумы на 5:30 (МСК). В среднем, суточные экстремумы температуры почвы были смещены относительно суточных экстремумов температуры воздуха на 3 часа. Основным отличием суточной динамики температуры почвы на глубине 10 см в НЕ и на СВ является диапазон изменения. Диапазон изменения температуры почвы в НЕ был относительно стабильным, от 13 до 15 °С в 2016 и в 2018 гг. и от 12 до 13 °С в 2017 г. В то же время диапазон изменения температуры почвы на СВ изменялся от года к году, приближаясь к величинам, характерным для ненарушенного леса. В июле 2016 г. температура почвы на СВ изменялась от 17 до 19 °С, в 2017 г. от 14 до 15 °С, а в 2018 г. от 14.5 до 16 °С.

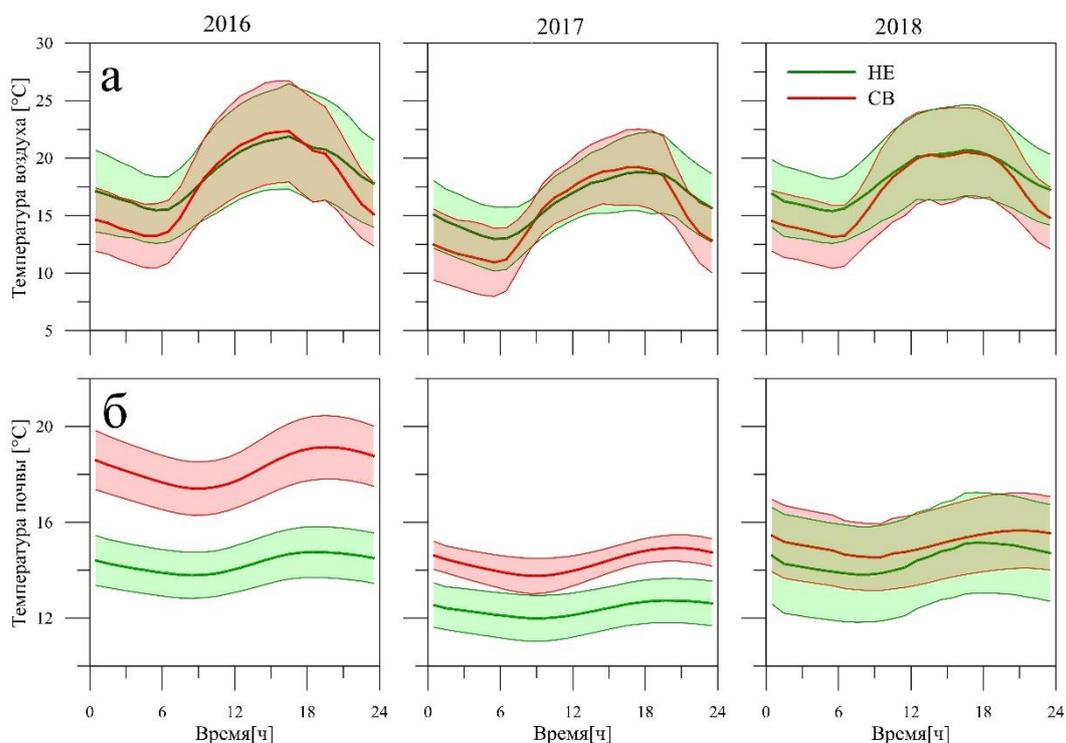


Рисунок 18. Средняя суточная динамика температуры воздуха над растительным покровом (на высоте 41 м в НЕ и 2 м на СВ) (а) и почвы на глубине 10 см (б) в НЕ и на СВ для июля 2016, 2017 и 2018 гг. Области, закрашенные оттенками красного и зелёного цветов, соответствуют стандартным отклонениям.

Диапазон изменения объёмного влагосодержания почвы ( $SWC$ ) на глубине 10 см в НЕ был шире, чем на СВ (Рисунок 19). Сезонный ход выражен двумя годовыми минимумами: поздней зимой и ранней осенью, и максимумом весной, который соответствует периоду снеготаяния. Минимальные величины наблюдались в 2016 г. в январе ( $0.1 \text{ м}^3 \cdot \text{м}^{-3}$ ), а в 2017 и в 2018 гг. в сентябре ( $0.33$  и  $0.36 \text{ м}^3 \cdot \text{м}^{-3}$  соответственно). Максимальные величины  $SWC$  в НЕ наблюдались в апреле и составляли  $0.67 \text{ м}^3 \cdot \text{м}^{-3}$ , что по всей видимости, соответствует величине насыщения почвы влагой на данном участке. На фоне постепенного снижения  $SWC$  в период с мая по сентябрь наблюдались кратковременные всплески  $SWC$ , связанные с интенсивным выпадением осадков. Особенно отчётливо такие колебания  $SWC$  наблюдались в 2017 г. Пики всплесков соответствовали  $0.67 \text{ м}^3 \cdot \text{м}^{-3}$ . Таким образом, большое количество воды, поступающее с осадками, равномерно распределёнными в течение тёплого времени года, поддерживало величину  $SWC$  близкой к величине насыщения.

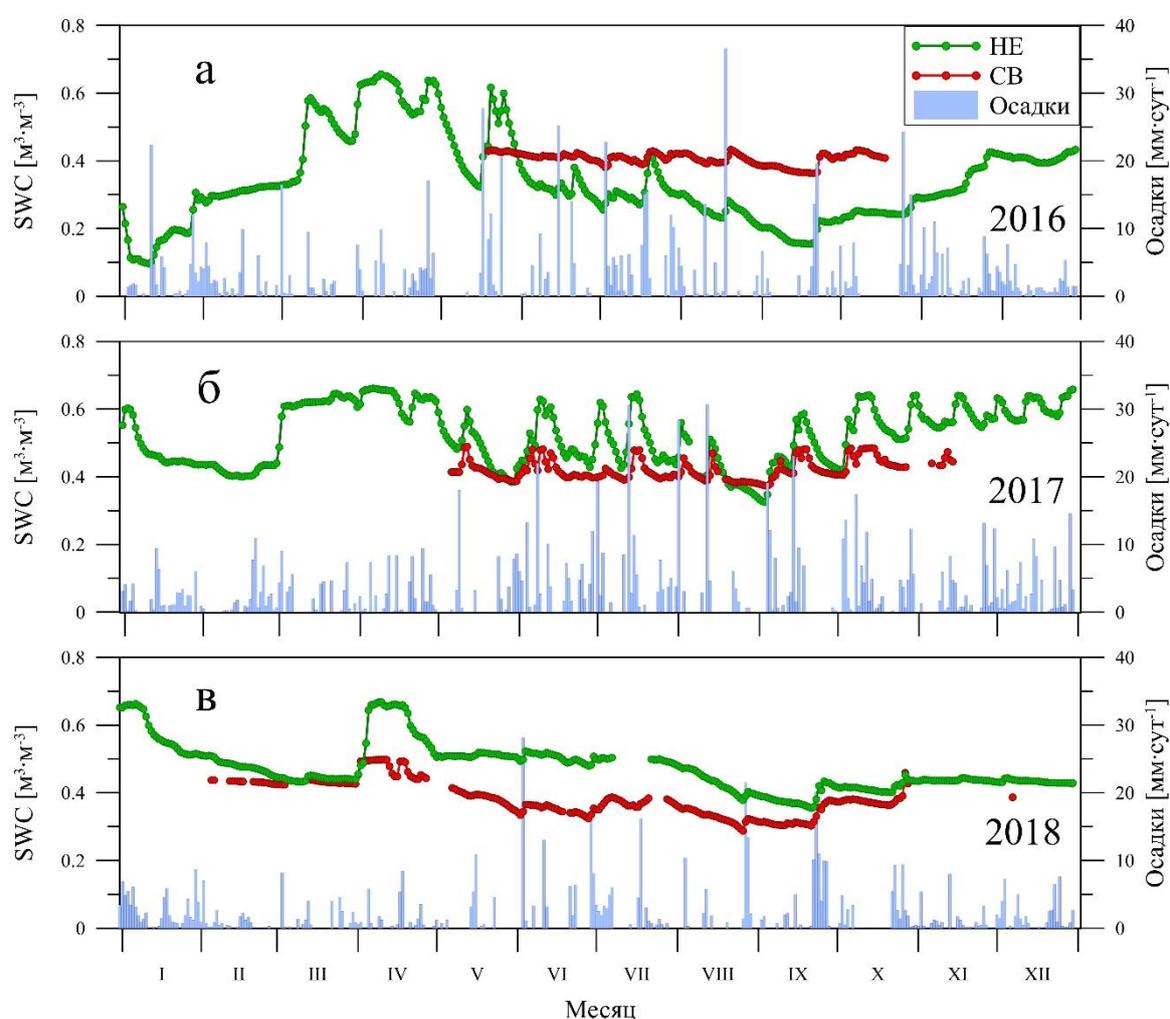


Рисунок 19. Средние суточные величины объёмного влагосодержания почвы ( $SWC$ ) на глубине 10 см в НЕ и на СВ, а также суточные суммы осадков по данным метеостанции «Лесной заповедник» в 2016 г. (а), 2017 г. (б) и 2018 г. (в).

На СВ вариации *SWC* были не столь значительными. Объёмное влагосодержание почвы на глубине 10 см в 2016 г. в период с мая по октябрь изменялось в диапазоне от 0.36 до 0.43 м<sup>3</sup>·м<sup>-3</sup>. Постоянно высокие величины *SWC* сопровождалось высоким уровнем грунтовых вод (на глубине порядка 10 – 20 см), что может свидетельствовать об избыточном количестве влаги в почве, характерном для многих бореальных лесных экосистем, нарушенных сплошной вырубкой леса в основном вследствие резкого уменьшения транспирации (Пятецкий, 1958; Сукачёв, 1923; Roy et al., 1997). В 2017 г., несмотря на увеличение поступления влаги с осадками, уровень грунтовых вод опустился. При этом диапазон изменения *SWC* стал шире (от 0.38 до 0.50 м<sup>3</sup>·м<sup>-3</sup>). Максимальные величины *SWC* в периоды выпадения осадков были одинаковыми, что также свидетельствует о том, что содержание влаги в почве на вырубке было близко к величине насыщения. В относительно «сухой» 2018 г. на СВ стал заметен сезонный ход *SWC* с максимальной величиной в апреле (0.50 м<sup>3</sup>·м<sup>-3</sup>) и минимальной в августе (0.29 м<sup>3</sup>·м<sup>-3</sup>). В среднем, величины *SWC* на СВ были больше, чем в НЕ в 2016 г., но при этом меньше в 2017 и 2018 гг., что может быть связано с различиями физических свойств почв на исследуемых участках.

Температурно-влажностный режим почвы является важным фактором транспирации и почвенного дыхания экосистем. В период измерений в НЕ и на СВ поддерживалось достаточное количество почвенной влаги для функционирования физиологических процессов. Важно и то, что на протяжении зимы температура верхних горизонтов почвы, где сосредоточены основные запасы органического вещества, в экосистемах была одинаковой и при этом была преимущественно положительной. Удаление древесного полога привело к прогреву верхних горизонтов почвы в вегетационные периоды на СВ, однако по мере зарастания экосистемы снижался контраст обеспеченности почвы теплом экосистем, проявляющийся в сокращении различий температуры почвы между НЕ и СВ.

## Глава 3. Методы

### 3.1 Метод турбулентных пульсаций

Экспериментальные оценки потоков тепла,  $H_2O$  и  $CO_2$  были получены с помощью метода турбулентных пульсаций (МТП), именуемым в англоязычной литературе «eddy covariance method» (Aubinet et al., 2012; Baldocchi et al., 1988; Burba et al., 2013). На сегодняшний день МТП широко используется в экологических исследованиях (Baldocchi, 2020; Baldocchi et al., 2014; Jung et al., 2011 и др.) и считается одним из наиболее точных и теоритически обоснованных методов определения потоков тепла, влаги и парниковых газов между наземными экосистемами и атмосферой (Burba et al., 2016). Получение величины потоков парниковых газов, тепла или влаги осуществляется на основе высокочастотных измерений характеристик турбулентного переноса исследуемой примеси в одной точке пространства в пределах приземного слоя атмосферы. Под примесью понимаются как различные субстанции (например, молекулы  $CO_2$  или  $H_2O$ ), так и некоторые термодинамические характеристики атмосферного воздуха (например, количество тепла) (Семенченко, 2002). Основное преимущество данного метода состоит в том, что полученные оценки являются интегральными и способны характеризовать обменные потоки с атмосферой на экосистемном уровне пространственного осреднения (Курбатова, Ольчев, 2017; Baldocchi et al., 2003; Tramontana et al., 2016). Подробно метод турбулентных пульсаций описан в ряде учебников и монографий, например, Aubinet et al. (2012), Burba (2013), Foken, Nappo (2008).

Теоритическая основа метода базируется на теории турбуленности (Obukhov, 1951; Моинн, Яглом; 1963; Montgomery, 1948; Swinbank, 1951), которая описывает мелкомасштабную структуру пульсаций в полях температуры и скорости турбулентного переноса в атмосфере (Burba et al., 2016; Aubinet et al., 2012).

Основными уравнениями метода являются закон сохранения массы и формула расчёта потока. Энерго- и массообмен в точке пространства (на высоте измерений  $h$ ),

расположенной в пределах приземного слоя атмосферы, описываются законом сохранения массы (примеси) (Уравнение 37):

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} = - \left( \underset{I}{u} \frac{\partial \rho_c}{\partial x} + \underset{II}{v} \frac{\partial \rho_c}{\partial y} + \underset{III}{w} \frac{\partial \rho_c}{\partial z} \right) + \underset{IV}{N} \pm \underset{V}{\Delta St} \pm \underset{VI}{D} \quad (37)$$

Здесь  $\rho_c$  — плотность (или концентрация) примеси;  $u$ ,  $v$  и  $w$  — две горизонтальные и вертикальная компоненты скорости ветра по осям  $x$ ,  $y$  и  $z$  соответственно [ $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ];  $N$  — источник или сток примеси подстилающей поверхностью;  $\Delta St$  — изменение запасов примеси в слое воздуха между подстилающей поверхностью и  $h$ ;  $D$  — молекулярная диффузия примеси.

Член уравнения I представляет изменение плотности примеси в точке пространства за интервал времени  $t$ . Члены II и III — горизонтальный перенос (адвекцию), а IV — вертикальный турбулентный перенос. Упрощение (Уравнение 37) возможно с учётом ряда допущений. Для измерений над относительно ровной и однородной горизонтальной поверхностью в пределах приземного слоя атмосферы адвективными составляющими можно пренебречь. Кроме того, перенос примеси посредством молекулярной диффузии в приземном слое атмосферы пренебрежимо мал по сравнению с турбулентным переносом. Учитывая также постоянство турбулентных потоков по высоте в пределах приземного слоя и то, что источником (стоком) примеси является подстилающая поверхность (экосистема), можно записать (Уравнение 37) в виде:

$$N = w \frac{\partial \rho_c}{\partial z} \pm \Delta St \quad (38)$$

Таким образом, для определения экосистемы в качестве источника (стока) примеси для атмосферы необходимо получить информацию о вертикальном турбулентном переносе примеси (потоках) на высоте  $h$  и изменении запасов примеси в слое от 0 до  $h$ .

Основным понятием метода является определение потока. В физике атмосферы под турбулентным потоком подразумевается количество примеси, переносимое за единицу времени через единичную горизонтальную поверхность на уровне  $h$  в процессе турбулентного перемешивания, т.е. величина с размерностью [ $x \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$ ], где  $x$  — это единица измерения исследуемой примеси (например, количества энергии [Дж] или вещества [г]) (Гинзбург и др., 2011; Хромов, Мамонтова, 1974; Arya, 2001; Burba et al., 2016; Foken, Nappo, 2008). Необходимо заметить, что в учебниках по общей физике (Филиппов, 1986; Ландау,

Лифшиц, 1986; Фейнман и др., 1978 и др.) величина с размерностью [ $\text{х}\cdot\text{с}^{-1}\cdot\text{м}^{-2}$ ] чаще называется удельным потоком, плотностью потока или интенсивностью потока. Поскольку турбулентный перенос является предметом изучения физики приземного слоя атмосферы, для интерпретации результатов пульсационных измерений при решении экологических задач термин «поток» как характеристика переноса примеси через единичную площадь поперечного сечения в единицу времени является устоявшимся в международной научной литературе (Bergeron et al., 2008; Misson et al., 2007; Sun et al., 2015 и др.) и будет использован в настоящей работе.

Базовая формула для расчёта вертикального турбулентного потока (Уравнение 39) является частным решением уравнения сохранения массы (Finnigan et al., 2003). Вывод (Уравнение 40) основан на применении разложения Рейнольдса к уравнению вертикального потока (Уравнение 39) и представлен в методической литературе (Burba et al., 2016; Aubinet et al., 2012; Foken, Nappo, 2008).

$$F = \overline{\rho_a w s} \quad (39)$$

где  $\rho_a$  — плотность сухого воздуха [ $\text{кг}\cdot\text{м}^{-3}$ ];  $w$  — вертикальная компонента скорости ветра [ $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ];  $s = \rho_c/\rho_a$  отношение смеси для примеси.

При выводе (Уравнение 40) делаются допущения о равенстве нулю средней величины отклонений от среднего, т.е. ( $\overline{x'} = 0$ ), о пренебрежимо малой величине пульсаций плотности воздуха  $\rho'_a = 0$  и об отсутствии дивергенции и конвергенции течений воздуха ( $\text{div} = 0$ ). Общая формула расчёта вертикального турбулентного потока имеет следующий вид:

$$F \approx \overline{\rho_a w' s'} \quad (40)$$

где  $w'$  и  $s'$  — соответственно, пульсации  $w$  и  $s$ . Таким образом, вертикальный турбулентный поток примеси можно представить как ковариацию пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра и какого-либо скалярного параметра исследуемой примеси. Указанная формула (Уравнение 40) лежит в основе расчётных формул компонентов ЭМО:

– Затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой (потока явного тепла) [ $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ]:

$$H = \overline{\rho_a} \cdot C_p \cdot \overline{w' T'} \quad (41)$$

где  $C_p$  — это удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении [ $\text{Дж}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ ],  
 $T$  — температура воздуха [К].

– Затрат тепла фазовые переходы воды (потока скрытого тепла) [ $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ]

$$LE = \lambda \cdot \frac{M_w/M_a}{\bar{P}} \cdot \bar{\rho}_a \cdot \overline{w'e'} \quad (42)$$

где  $\lambda$  — удельная теплота фазового перехода воды (парообразования) [ $\text{Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ ],  $M_w$  — молекулярная масса воды [ $\text{кг}\cdot\text{моль}^{-1}$ ],  $M_a$  — молекулярная масса воздуха [ $\text{кг}\cdot\text{моль}^{-1}$ ],  $P$  — атмосферное давление [Па],  $e$  — парциальное давление водяного пара [Па].

– Суммарного испарения [ $\text{мм}\cdot\text{с}^{-1}$ ]

$$ET = \frac{M_w/M_a}{\bar{P}} \cdot \bar{\rho}_a \cdot \overline{w'e'} \quad (43)$$

– Диоксида углерода [ $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ ]

$$F_{CO_2} = NEE = \bar{\rho}_a \cdot \overline{w's_{CO_2}'} \quad (44)$$

где  $s_{CO_2}$  — концентрация  $CO_2$  [ $\text{мкмоль}\cdot\text{моль}^{-1}$ ].

Допущения, сделанные при выводе (Уравнение 38) и (Уравнение 40), накладывают ряд ограничений на использование метода. Для оценки обменных с атмосферой экосистемных потоков тепла, влаги и диоксида углерода методом турбулентных пульсаций необходимо выполнение ряда условий (Burba et al., 2016):

- 1) измерения, осуществляемые в одной точке пространства, характеризуют турбулентный перенос субстанции на некоторой наветренной области (зоне охвата);
- 2) измерения осуществляются в приземном слое атмосферы;
- 3) зона охвата располагается полностью в пределах исследуемой экосистемы;
- 4) перенос субстанции осуществляется только посредством турбулентных вихрей, вклад других механизмов в перенос пренебрежимо мал;
- 5) растительный покров однороден в зоне охвата и располагается на участке местности с горизонтальным рельефом;
- 6) средняя величина отклонений от среднего равняется нулю ( $\overline{x'} = 0$ ), где  $x'$  — это пульсации какой-либо скалярной величины;
- 7) флуктуации плотности воздуха пренебрежимо малы;

8) отсутствие дивергенции и конвергенции воздушных течений над исследуемой территорией;

9) процессы стационарны в течение периода осреднения, т.е.  $\frac{\partial x}{\partial t} = 0$ , где  $t$  — время [с].

Необходимым требованием к приборам, используемым в пульсационных измерениях, является возможность одновременной регистрации пульсаций скорости ветра и какого-либо параметра примеси (например, концентрации) с высокой частотой (как правило, от 5 до 10 Гц). Это связано с тем, что основная часть турбулентного переноса в приземном слое атмосферы осуществляется вихрями небольшого масштаба, создающими высокочастотные пульсации в полях физических величин.

В современных экологических исследованиях для определения пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра используют акустические трёхкомпонентные анемометры, а пульсации концентрации диоксида углерода и водяного пара определяются с помощью ИК-газоанализаторов (Рисунок 20).



Рисунок 20. Пример установки оборудования для пульсационных наблюдений. (1) С-образный акустический анемометр CSAT-3 (Campbell Sci. Inc., США). (2) ИК газоанализатор  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  открытого типа LI-7500A (LI-COR Inc., США).

Для получения репрезентативных данных размещение измерительного оборудования должно удовлетворять вышеперечисленным условиям (допущениям) применения метода. Как правило, приборы размещают на специальных мачтах, высотой в 1.5 раза превышающих высоту растительного покрова исследуемой экосистемы, но при этом не менее 2 м над уровнем шероховатости (Burba et al., 2016), т.е. высоты над поверхностью земли, где средняя скорость ветра обращается в ноль (Хромов, Мамонтова, 1974).

В реальных полевых условиях допущения метода часто выполняются лишь приближённо, кроме того, в зависимости от типа прибора, регистрация пульсаций и расчёт потоков на основе полученных данных сопряжён с возникновением целого ряда погрешностей, из-за чего возникает необходимость применения различных статистических тестов для удаления выбросов и введения ряда поправок к рассчитанным величинам потоков. Стандартная процедура обработки данных включает внесение следующих поправок (Aubinet et al., 2012; Burba et al., 2016).

- Поправка на отклонение вертикальной оси анемометра от плоскости, перпендикулярной горизонтальной поверхности (поворот координат);

- Поправка на временной сдвиг регистрации пульсаций измеряемой величины относительно пульсации вертикальной компоненты скорости ветра (максимизация ковариации);

- Удаление тренда;

- Набор поправок для компенсации части величины потока, не учтённой вследствие невозможности измерительного оборудования регистрировать турбулентный перенос во всём его спектре, а также особенностей частотных характеристик пульсационной системы (поправки для частотных характеристик);

- Поправка на флуктуации плотности воздуха для газоанализаторов открытого типа (WPL-correction);

- Поправка на влияние флуктуаций влажности воздуха и потока импульса на измерение акустической температуры;

Кроме того, в зависимости от модели газоанализатора вводятся и другие поправки, в числе которых: поправка на чувствительность к кислороду криптонового гигрометра, поправка на расширение полосы поглощения CO<sub>2</sub> из-за присутствия других газов в воздухе и поправки на спектроскопические эффекты для лазеров (Burba et al., 2016).

Поскольку полученные в точке пространства величины потоков имеют интегральный характер, для приведения оценок потоков к единицам площади используется концепция зоны охвата (footprint). Зона охвата — это участок земли с наветренной относительно приборов стороны исследуемой территории, который непосредственно участвует в формировании турбулентного переноса, характеристики которого регистрируются приборами в

соответствующий момент времени (Burba et al., 2016). Важнейшим параметром зоны охвата является её дальность (fetch). Дальность зоны охвата зависит от ряда условий: высоты размещения измерительного оборудования, развития турбулентности, шероховатости подстилающей поверхности. При прочих равных дальность зоны охвата увеличивается с ростом высоты размещения датчиков, а уменьшается с развитием турбулентности и увеличением шероховатости поверхности (Burba et al., 2016). Для описания параметров зоны охвата был предложен ряд моделей, например (Schuepp et al., 1990; Hsieh et al., 2000; Kormann & Meixner, 2001). В данной работе была использована наиболее часто применяемая модель (Kljun et al., 2004).

### **3.2 Пульсационные и метеорологические измерения в неморальном ельнике и на сплошной вырубке**

Эколого-климатическая станция в неморальном ельнике (HE) начала свою работу в 1999 году. Станция входит в международную сеть эколого-климатических станций FLUXNET (RU-Fy2). Пульсационные наблюдения на сплошной вырубке начались сразу по завершении лесозаготовительных работ 7 апреля 2016 года. Станция также входит в международную сеть FLUXNET (RU-Fy3). Датчики для пульсационных и метеорологических наблюдений были установлены на специальных мачтах высотой 42 м в HE и 3 м на сплошной вырубке (CB) (Рисунок 21 и Рисунок 22). Системы пульсационных измерений включали акустические трёхкомпонентные анемометры и газоанализаторы (с коротким воздухозабором в HE и открытого типа на CB). Запись высокочастотных данных о пульсациях скорости ветра, акустической температуры и концентрации CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O на флэш-карты осуществлялись с частотой 10 Гц с помощью регистраторов данных LI-7550 (Li-COR Inc., США).

Метеорологические наблюдения включали получение данных о температуре и относительной влажности воздуха, атмосферном давлении, количестве жидких осадков, суммарной радиации, отражённой радиации, собственном излучении земной поверхности в ИК-спектре, встречном длинноволновом излучении атмосферы, фотосинтетически активной радиации (ФАР), температуре и объёмном влагосодержании почвы и о потоке тепла в почву. Регистрация данных метеорологических измерений в HE осуществлялась с частотой 1 мин с помощью LI-COR Biomet system 103 (LI-COR Inc., США). Запись метеоданных на CB производилась с помощью регистратора данных CR3000 (Campbell Sci. Inc., США) с частотой 10 сек. Данным присваивались метки Московского времени (МСК). Полный список

приборов, измеряемых метеопараметров и информация о высоте (глубине) размещения датчиков представлена в (Таблица 3) и (Таблица 4).

Таблица 3. Список приборов, используемых для пульсационных и метеорологических измерений в НЕ.

<b>Прибор</b>	<b>Переменные</b>	<b>Модель (производитель)</b>	<b>Количество [шт]</b>	<b>Высота (глубина) размещения над (под) поверхностью земли [м]</b>
Акустический 3-х компонентный анемометр	Акустическая температура, компоненты скорости ветра	WindMaster Pro (Gill Instruments, Великобритания)	1	42
ИК газоанализатор с коротким воздухозабором	Концентрация CO <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> O	LI-7200A (LI- COR Inc., США)	1	42
Преобразователь метеоданных	Температура и относительная влажность воздуха, атмосферное давление	Vaisala HMP155 (Vaisala Inc., Финляндия)	1	41
Осадкомер	Осадки	TR-525M (Texas Electronics Inc., США)	2	2 и 30
Радиометр	Суммарная радиация, отражённая радиация, собственное излучение земли, встречное излучение атмосферы	CNR4 (Kipp & Zonen B.V., Нидерланды)	1	41

Датчик ФАР	Фотосинтетически активная радиация (ФАР)	LI-190R (LI-COR Inc., США)	1	41
Рефлектометр	Температура и объёмное влагосодержание почвы	Stevens Hydro Probe II (Stevens Water monitoring Systems Inc., США)	3	-0.1
Датчик потока тепла в почву	Поток тепла в почву	HFP01SC (Hukseflux Thermal Sensors, Нидерланды)	3	-0.05

Таблица 4. Список приборов, используемых для пульсационных и метеорологических измерений в СВ.

<b>Прибор</b>	<b>Переменные</b>	<b>Модель (производитель)</b>	<b>Количество [шт]</b>	<b>Высота (глубина) размещения над поверхностью земли [м]</b>
Акустический 3-х компонентный анемометр	Акустическая температура, компоненты скорости ветра	WindMaster Pro (Gill Instruments, Великобритания)	1	2.4
ИК газоанализатор открытого типа	Концентрация CO <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> O	LI-7500A (LI-COR Inc., США)	1	2.4
Преобразователь метеоданных	Температура и относительная влажность воздуха, атмосферное давление, жидкие осадки, град, скорость и направление ветра	WXT 520 (Vaisala Inc., Финляндия)	1	2

Радиометр	Суммарная радиация, отражённая радиация, собственное излучение земли, встречное излучение атмосферы	NR01 (Hukseflux Thermal Sensors, Нидерланды)	1	2
Датчик ФАР	Фотосинтетически активная радиация (ФАР)	LI-190R (LI-COR Inc., США)	1	2
Рефлектометр	Температура и объёмное влагосодержание почвы	CS655 (Campbell Sci. Inc., США)	4	-0.1
Датчик потока тепла в почву	Поток тепла в почву	HFP01SC (Hukseflux Thermal Sensors, Нидерланды)	3	-0.05

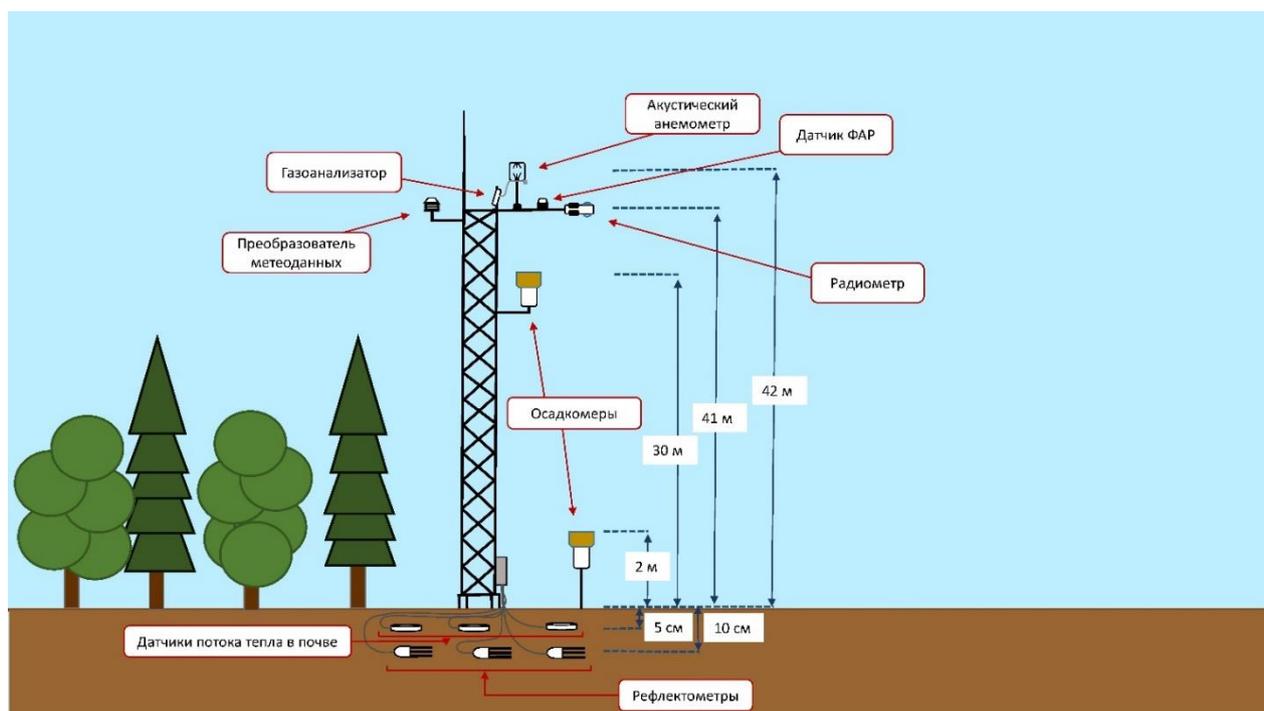


Рисунок 21. Схема установки измерительных приборов в НЕ.

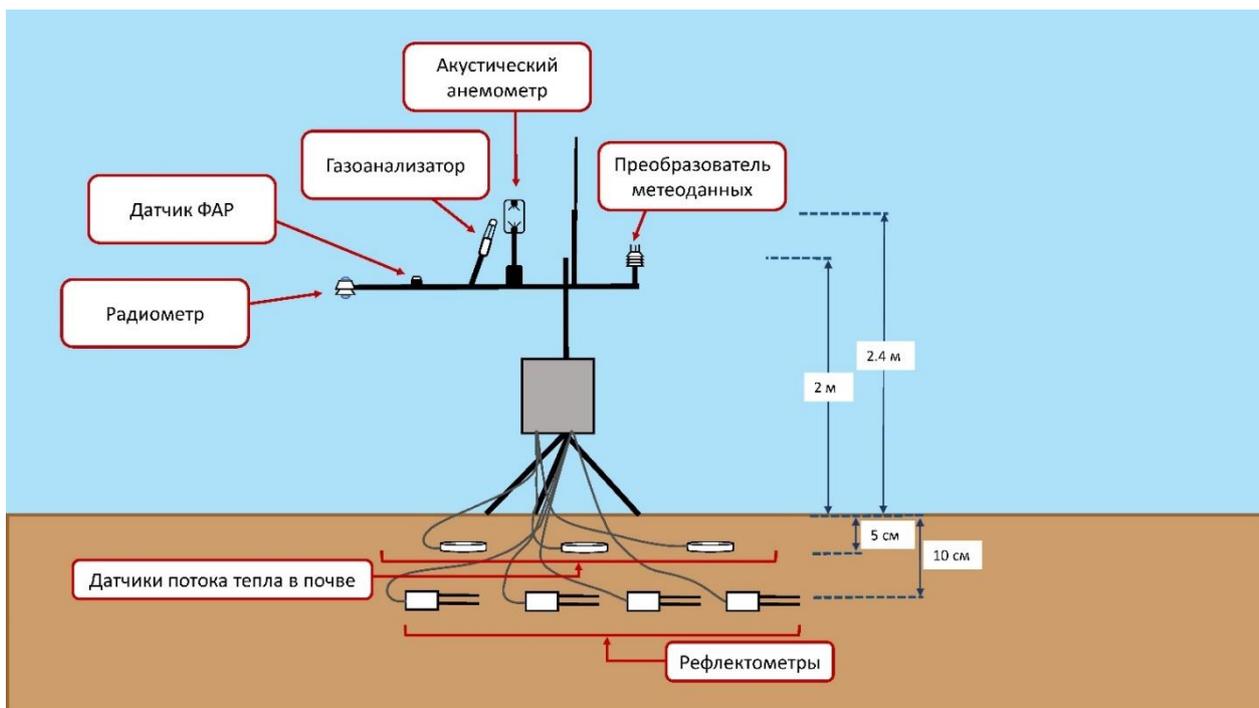


Рисунок 22. Схема установки измерительных приборов на СВ.

### 3.3 Обработка данных

Обработка данных осуществлялась в полном соответствии с рекомендациями, принятыми на сети станций FLUXNET (Aubinet et al., 2012; Burba, 2013; Burba et al., 2016). Расчёт потоков  $NEE$ ,  $H$ ,  $LE$  и  $ET$  осуществлялся для 30-мин. интервалов с помощью специализированного программного обеспечения Eddy Pro (Li-Cor Inc., США). При расчётах применялись все указанные выше коррекции и статистические тесты по умолчанию. Рассчитанным величинам потоков присваивались знаки качества от 0 до 2 согласно схеме, предложенной (Mauder, Foken, 2006), где 0 — хорошее качество, 2 — плохое. Данные со знаком качества 2, а также все данные, содержащие выбросы, зарегистрированные во время неблагоприятных погодных явлений (дождь, роса, туман) и слаборазвитой турбулентности, исключались из анализа. Определение условий слаборазвитой турбулентности осуществлялось на основе критерия динамической скорости — показателя развития турбулентности ( $u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}$ , где  $\overline{u'w'}$  и  $\overline{v'w'}$  — ковариации пульсаций горизонтальных компонент скорости ветра  $u$ ,  $v$  и вертикальной  $w$ ). Пороговые значения  $u^*$  ( $u^*$ -threshold) и отсев данных, полученных при значении  $u^*$  ниже порогового ( $u^*$ -filtering) осуществлялась с помощью онлайн-инструмента REddy Proc (Wutzler et al., 2018). К полученным величинам потоков  $CO_2$  и тепла прибавлялись соответствующие им величины изменения запасов ниже уровня измерений (storage). Изменение запасов определялось с помощью программного обеспечения Eddy Pro (Li-Cor Inc., США) по методу, основанному

на измерениях в одной точке пространства (Aubinet et al., 2001; Greco, Baldocchi, 1996; Migliavacca et al., 2009)

Заполнение пропусков в 30-мин. данных, а также расчёт *GPP* и *TER* на основе *NEE* осуществлялся с помощью онлайн-инструмента REddy Proc (Wutzler et al., 2018). Общее количество пропусков для периода 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. в среднем составило: для *H* — 11% в НЕ и 27% на СВ, для *LE* — 11% в НЕ и 41% на СВ, для *NEE* 37% в НЕ и 49% на СВ. Расчёт *GPP* и *TER* был произведён с использованием двух разных методов: аппроксимации зависимости ночных значений *NEE* и температуры воздуха и почвы уравнением Ллойда-Тейлора (Lloyd, Taylor, 1994; Reichstein et al., 2005) и через аппроксимацию зависимости дневных значений *NEE* от суммарной радиации с применением гиперболической световой кривой и учётом влияния дефицита влажности (*VPD*) на фотосинтез (Lasslop et al., 2010). При расчёте *TER* и *GPP* соблюдалось равенство  $NEE=TER-GPP$ .

Статистический анализ проводился в пакете STATISTICA (StatSoft inc., США). Достоверность различий средних величин между станциями определялась с помощью *t*-критерия Стьюдента для зависимых выборок. Достоверными считались различия при  $p<0.05$ . Выборки данных, использованные для сравнительного анализа, прошли проверку на соответствие критериям нормального распределения (тест Шапиро-Уилка,  $p>0.05$ ).

### 3.4 Источники неопределённости оценок потоков методом турбулентных пульсаций

Источниками неопределённости оценок потоков служат как случайные, так и систематические погрешности (Aubinet et al., 2012). Существует множество причин возникновения случайных погрешностей, в том числе:

1) Ошибки, вызванные невозможностью определения в течение 30-мин. интервалов пульсаций, связанных с турбулентными вихрями большого масштаба (устраняется введением поправок).

2) Ошибки в работе измерительного оборудования. По данным (Eugster et al., 1997), неопределённость, связанная с ошибками в работе оборудования, может достигать 7% для *H*, 9% для *LE* и до 15% для потока  $CO_2$ . По данным (Dragoni et al., 2007), неопределённость для потока  $CO_2$ , при этом может достигать 13% на уровне 30-мин. интервалов и 3% на уровне годовых сумм (устраняется через фильтрацию данных).

3) Изменчивость зоны охвата. По данным (Katul et al., 1999), может достигать 10% потока и составлять до 50% неопределённости, связанной с ошибками измерений (устраняется через фильтрацию данных).

Систематические погрешности можно разделить на 3 категории:

1) Погрешности, возникающие в результате нарушения основных допущений метода, а также других причин, связанных с метеорологическими условиями проведения эксперимента.

2) Погрешности, связанные с калибровкой оборудования и планированием эксперимента.

3) Погрешности, связанные с обработкой данных.

К первой категории относятся погрешности, вызванные следующими факторами:

- Неоднородность рельефа и растительного покрова (ведёт к усилению роли адвекции и незамыканию теплового баланса);

- Нестационарность турбулентного переноса во времени (исключается путём фильтрации данных по критериям качества и критерию динамической скорости);

- Слаборазвитая турбулентность (устраняются с помощью фильтрации).

Ко второй категории относятся выбросы, ошибки акустического анемометра, ошибки газоанализатора, погрешности, связанные с высокой частотой пульсаций, флуктуации плотности воздуха, нагрев приборов. В основном устраняются с помощью введения поправок.

К третьей категории относятся погрешности, связанные со следующими этапами обработки данных:

- Удаление тренда и высокочастотная фильтрация (устраняется введением поправок);

- Вращение координат (может приводить к удалению вихрей с большим периодом, также как и при применении высокочастотного фильтра. По данным (Finnigan et al., 2003), вращение координат может привести к недооценке  $H$  и  $LE$  на 10 – 15%. Данная погрешность может быть минимизирована путём увеличения периода осреднения до 4 ч.;

3) Заполнение пропусков. (Случайная погрешность измерений или большой разброс измеряемой величины может создавать погрешности в заполненных рядах данных);

4) Расчёт  $TER$  и  $GPP$  на основе  $NEE$ . (При использовании метода расчёта  $TER$  на основе ночных величин  $NEE$  возникает ошибка определения дневного дыхания. Для решения проблемы можно использовать различные методы. В.т.ч. на основе световых кривых. По данным (Lasslop et al., 2010), различия между результатами расчёта  $TER$  и  $GPP$  различными методами на уровне годовых сумм не превышают обычно 10%, однако различия могут быть более существенными на коротких интервалах времени.)

Также при исследованиях потоков  $\text{CO}_2$  может возникнуть проблема незамыкания углеродного баланса при сравнении оценок, полученных на основе МТП, и данных лесной инвентаризации. Использование стандартизированного программного обеспечения позволяет минимизировать влияние погрешностей через фильтрацию данных с использованием статистических тестов и введения поправок. Систематические погрешности, как правило, компенсируются введением коррекций. Влияние случайных погрешностей минимизируется за счёт выбора длинных временных интервалов интегрирования. Оценка неопределённости, связанной с влиянием случайных погрешностей на кумулятивные суммы потоков  $H$ ,  $LE$  и  $NEE$  (Таблица 5), а также оценка неопределённости расчёта  $GPP$  и  $TER$  на основе  $NEE$  (Таблица 6) проводилась с помощью пакета REddyProc (Wutzler et al., 2018).

Таблица 5. Неопределённость ( $\pm SD$ ) сумм потоков явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла, а также чистого экосистемного обмена ( $NEE$ ), связанная со случайной погрешностью, за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
$H$ [ $\text{Дж}\cdot\text{м}^{-2}$ ]	13.0	4.2	19.9	0.9	15.0	5.7
$LE$ [ $\text{Дж}\cdot\text{м}^{-2}$ ]	7.3	5.0	7.0	11.0	6.9	5.9
$NEE$ [ $\text{гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ]	10.5	10.7	16.5	15.0	13.8	14.6

Таблица 6. Неопределённость ( $\pm SD$ ) сумм экосистемного дыхания ( $TER$ ) и валовой первичной продукции ( $GPP$ ), связанная со случайной погрешностью при расчёте  $TER$  и  $GPP$  на основе данных о чистом экосистемном обмене ( $NEE$ ), за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
$TER$ [ $\text{гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ]	1.6	2.1	1.9	1.7	1.7	2.6
$GPP$ [ $\text{гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ]	2.6	15.3	1.6	1.6	1.5	1.8

Неопределённость оценок кумулятивных сумм  $H$  за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. составляет не более 5%, сумм  $LE$  не более 2%, а  $NEE$  не более 2% от сумм  $TER$  и  $GPP$ . Неопределённость расчёта сумм  $TER$  не превышает 1%, а  $GPP$  составляет менее 3%. Таким образом, случайная погрешность не оказывает значительного влияния на достоверность полученных в рамках настоящего исследования различий кумулятивных и средних суточных сумм за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

### 3.5 Ветровой режим и турбулентность

Информация об особенностях ветрового режима территории и режима турбулентности необходима для интерпретации результатов экспериментальных наблюдений методом турбулентных пульсаций. Данные о скорости и направлении ветра, а также о развитии турбулентности и условиях атмосферной стратификации используются для определения зоны охвата (площади осреднения), регистрируемого системой пульсационных измерений потока, а также для определения качества данных и их дальнейшей фильтрации (Burba et al., 2016). Наблюдаемые различия ветрового режима на объектах исследования определялись особенностями растительного полога и высотой размещения датчиков. Большая высота размещения измерительного оборудования (над лесом) определила относительно равномерное распределение повторяемости ветров по направлениям (Рисунок 23) в период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. Преобладающим было юго-западное направление, наименьшая повторяемость отмечалась для ветров северного и северо-северо-восточного направлений.

Измерительная мачта на СВ была расположена с учётом конфигурации объекта исследования и преобладающего южного направления в летний сезон в розе ветров. Наименьшая повторяемость была характерна для ветров северо-восточного, восточного, юго-восточно-восточного и северо-западного направлений. При этом суммарная повторяемость ветров северного направления (в котором наблюдалось минимальное расстояние до края леса) не превышала 10%. В НЕ средняя скорость ветра составляла от 2 до 3 м·с<sup>-1</sup>. В 22% случаев наблюдался ветер более 4 м·с<sup>-1</sup>. Порывы ветра в отдельные дни превышали 30 м·с<sup>-1</sup>. На сплошной вырубке средняя скорость ветра составляла около 0.8 м·с<sup>-1</sup>. Порывы ветра достигали 20 м·с<sup>-1</sup> и более.

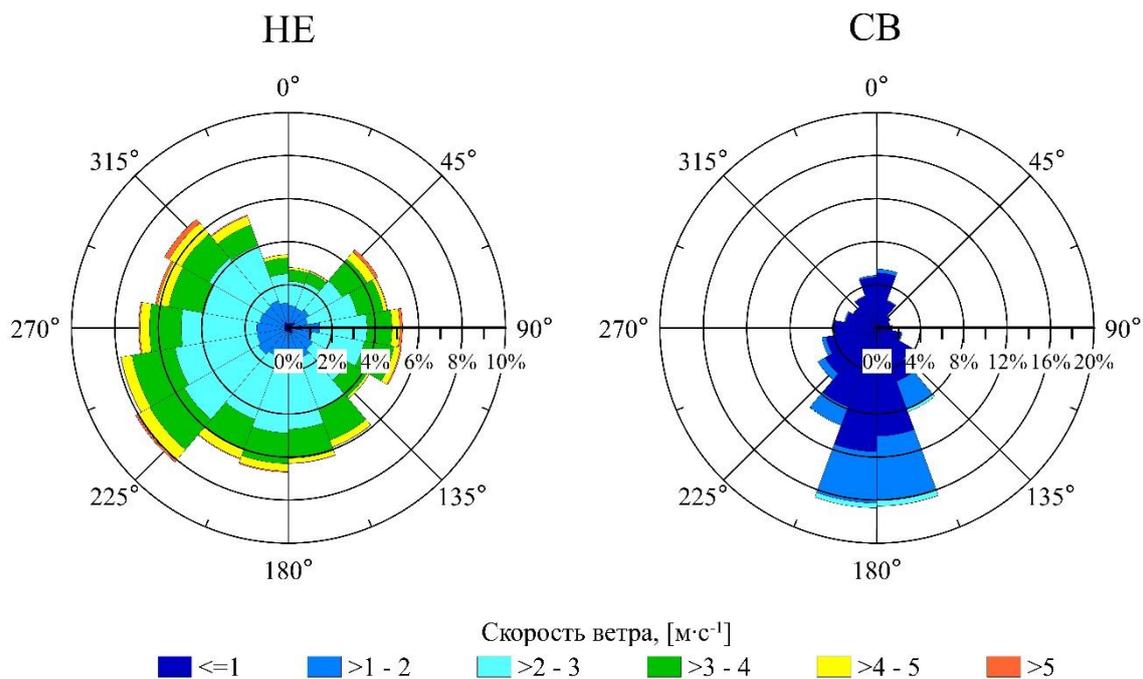


Рисунок 23. Розы ветров, построенные на основе средних за 30-мин. интервалы времени данных измерений направления и скорости ветра в неморальном ельнике (НЕ) на высоте 41 м и на сплошной вырубке (СВ) на высоте 3 м в период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. Данные были сгруппированы по секторам в 20°.

Максимальные средние суточные величины  $u^*$  наблюдались в зимний период, что связано с ростом скорости ветра в это время года (Рисунок 24). Для летних месяцев было характерно небольшое снижение средних величин и разброса средних суточных величин  $u^*$ . В отдельные дни динамическая скорость в НЕ превышала  $1 \text{ м·с}^{-1}$ . Минимумы  $u^*$  (около  $0.2 \text{ м·с}^{-1}$ ) регистрировались в течение всего года. Средние величины динамической скорости, полученные на СВ, существенно отличались от величин, характерных для НЕ. Максимальные среднесуточные величины составляли около  $0.4 \text{ м·с}^{-1}$ , а минимальные опускались ниже  $0.1 \text{ м·с}^{-1}$ . На СВ и в НЕ наблюдалось увеличение средней суточной величины динамической скорости в период с 2016 по 2018 гг. (Таблица 7). При этом величины критического значения  $u^*$  для чистого экосистемного обмена  $\text{CO}_2$  ( $NEE$ ) были близки к среднесуточным значениям. В результате около 25% данных (в основном ночных)  $NEE$  были удалены в процессе фильтрации по критерию  $u^*$ .

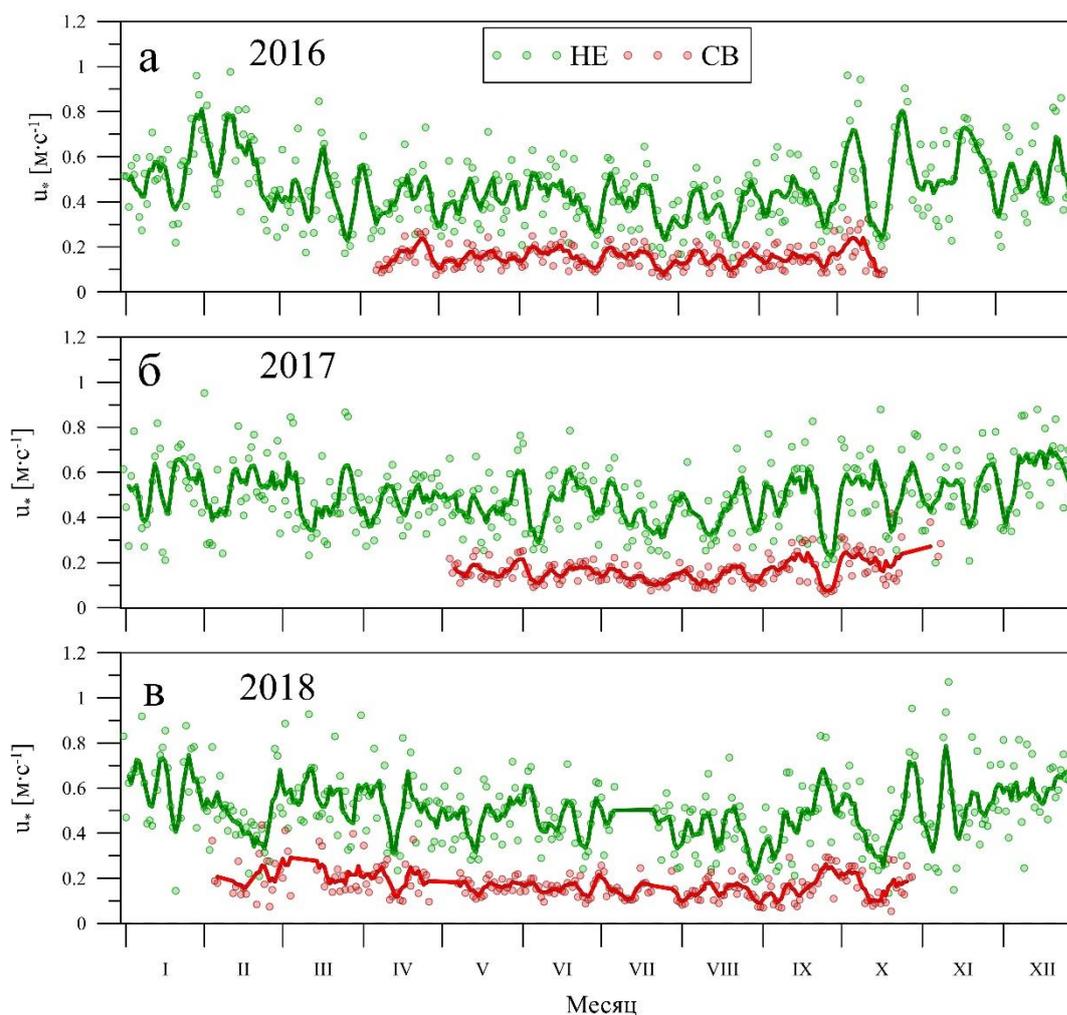


Рисунок 24. Средние суточные величины динамической скорости ( $u^*$ ) по данным наблюдений в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) в 2016 (а), в 2017 (б) и в 2018 (в) гг. Зелёные и красные линии — скользящее среднее в 5-дневном окне.

Таблица. 7. Средние суточные величины динамической скорости ( $u^*$ ) и критические значения  $u^*$  для чистого экосистемного обмена  $\text{CO}_2$  ( $NEE$ ) по данным измерений в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) в 2016, 2017 и в 2018 гг.

Средние суточные величины $u^*$ [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]			
	2016	2017	2018
<b>HE</b>	0.463±0.168	0.494±0.154	0.503±0.165
<b>CB</b>	0.155±0.052	0.164±0.061	0.173±0.068
Критические значения $u^*$ для $NEE$ [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]			
<b>HE</b>	0.380	0.413	0.366
<b>CB</b>	0.086	0.197	0.064

В суточном ходе  $u^*$  максимум наблюдался после полудня и составлял в среднем для июля около  $0.6 - 0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в НЕ и около  $0.3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на СВ (Рисунок 25.). Минимальные величины соответствовали ночным часам и были менее  $0.3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в НЕ и менее  $0.1$  на СВ. Как и на уровне средних суточных величин, на уровне средних величин за 30-мин интервалы времени наблюдался рост минимальных и максимальных значений  $u^*$  в период 2016 – 2018 гг.

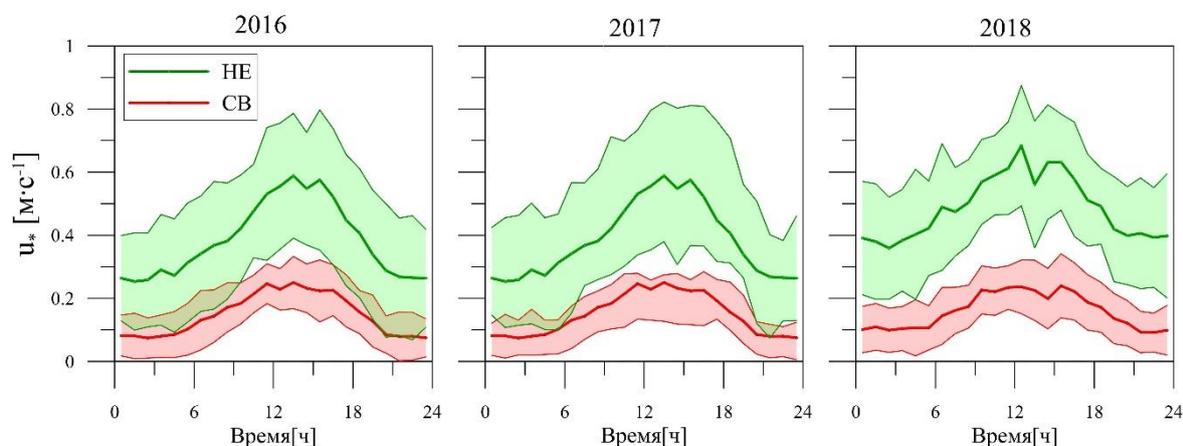


Рисунок 25. Средний суточный ход средних за 30-мин. интервалы величин динамической скорости ( $u^*$ ) в июле 2016, 2017 и 2018 гг. в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ). Цветом показано стандартное отклонение от средних величин ( $\pm SD$ ).

В качестве показателя условий атмосферной стратификации была использована величина, обратная масштабу длины Монина-Обухова ( $1/L$ ). По классификации (Kruijt et al., 2000) различным значениям этого параметра соответствуют следующие условия атмосферной стратификации:

- $1/L < -0.1$  сильно неустойчивая;
- $-0.1 < 1/L < -0.01$  умеренно-неустойчивая;
- $-0.01 < 1/L < 0.01$  нейтральная;
- $0.01 < 1/L < 0.1$  умеренно-устойчивая;
- $1/L > 0.1$  сильно устойчивая.

Для сравнительного анализа повторяемости различных условий атмосферной стратификации в НЕ и на СВ были взяты средние за 30-мин. интервалы значения  $1/L$  в период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. (Рисунок 26). В указанный период в НЕ преобладали условия нейтральной атмосферной стратификации (59 – 67%), также наблюдалась значительная повторяемость умеренно-устойчивых условий (20 – 26%). Умеренно-неустойчивая атмосферная стратификация наблюдалась лишь в 9 – 13% случаев, а на долю сильно устойчивых и сильно неустойчивых условий приходилось в сумме не более 4%. В отличие от НЕ, для СВ было характерно более равномерное распределение  $1/L$  по классам.

Преобладали условия умеренно-неустойчивой стратификации (в 26 – 30% случаев). Сильно неустойчивая стратификация наблюдалась в 20 – 23%. На долю сильно устойчивой стратификации приходилось от 19 до 24%. Чуть меньше на долю умеренно-неустойчивой, а нейтральная стратификация наблюдалась не более чем в 15% случаев. Обычно сильно неустойчивые и умеренно-неустойчивые условия стратификации атмосферы соответствовали дневным часам. В ночные часы преобладали условия умеренно-устойчивой и сильно устойчивой стратификации. Характерной особенностью для обеих экосистем был рост повторяемости умеренно-устойчивых и сильно устойчивых условий стратификации в 2018 г., несмотря на рост средних суточных величин  $u^*$ .

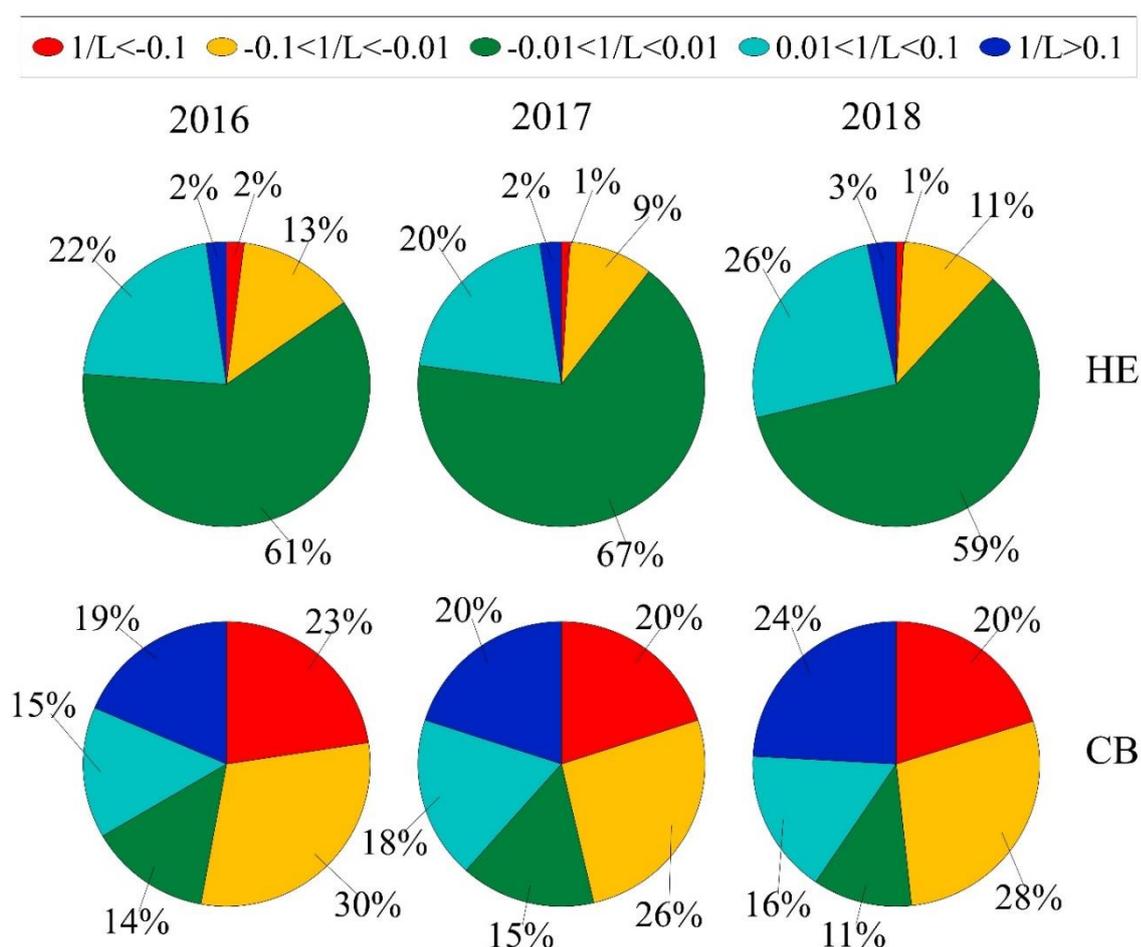


Рисунок 26. Повторяемость различных условий атмосферной стратификации по классификации (Krujic et al., 2000) на основе данных измерений в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) для 30-мин. интервалов за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

Анализ ветрового режима и режима турбулентности подтверждает правильность выбора места расположения измерительных мачт и высоты размещения датчиков.

Информация о динамической скорости и стратификации атмосферы была использована для фильтрации данных наблюдений.

### 3.6 Характеристика зон охвата

Получаемые в рамках экспериментального исследования методом турбулентных пульсаций оценки потоков относятся к площади зоны охвата измерительного оборудования. Поэтому репрезентативность получаемых оценок зависит от того, покрывает ли зона охвата исследуемую территорию. Практически вся зона охвата приборов в НЕ находилась в пределах исследуемой экосистемы. 70% зоны охвата станции в НЕ в среднем, находилась в радиусе 500 м от измерительной мачты ( $X_{70\%}$ ). Дальность точки максимального вклада в определяемый поток ( $X_p$ ) составляла, в среднем, около 160 м в 2016 г. и около 130 в 2017 и 2018 гг. В зависимости от условий стратификации атмосферы и развития турбулентности параметры дальности зоны охвата изменялись от нескольких метров до нескольких километров, однако данные о потоках, соответствующие таким «крайним» случаям, устранялись в процессе фильтрации.

Особое внимания было уделено форме зоны охвата измерительного оборудования на СВ (Рисунок 27). В дневное время 70% зоны охвата располагалось в пределах 36 м в 2016 г., в пределах 25 м в 2017 г. и 27 м 2018 г. Область максимального вклада в интегральный поток располагалась в дневное время на расстоянии около 15 м в 2016 г. и около 10 – 11 м в 2017 и 2018 гг. Уменьшение дальности зоны охвата в 2017 и 2018 гг. связаны, по всей видимости, с ростом растительности и увеличением шероховатости поверхности сплошной вырубki. В ночное время конфигурация дальности зоны охвата имела следующий вид: во всех направлениях, кроме юго-юго-западного,  $X_{70\%}$  не превышала 100 м и находилась в пределах границ СВ. В юго-юго-западном направлении  $X_{70\%}$  в ночное время, как правило, выходила за пределы СВ и превышала 300 м в 2016 г. и 250 м в 2017 и 2018 гг.  $X_p$  в ночные часы также была максимальной в юго-юго-западном направлении (около 43 м в 2016 г. и около 32 м в 2017 и 2018 гг.). Как и в НЕ дальность зоны охвата могла изменяться от нескольких метров до нескольких километров. Периоды выхода зоны охвата за границы СВ соответствовали условиям умеренно-устойчивой и сильно-устойчивой стратификации. Данные, соответствующие таким периодам, исключались из анализа в процессе фильтрации.

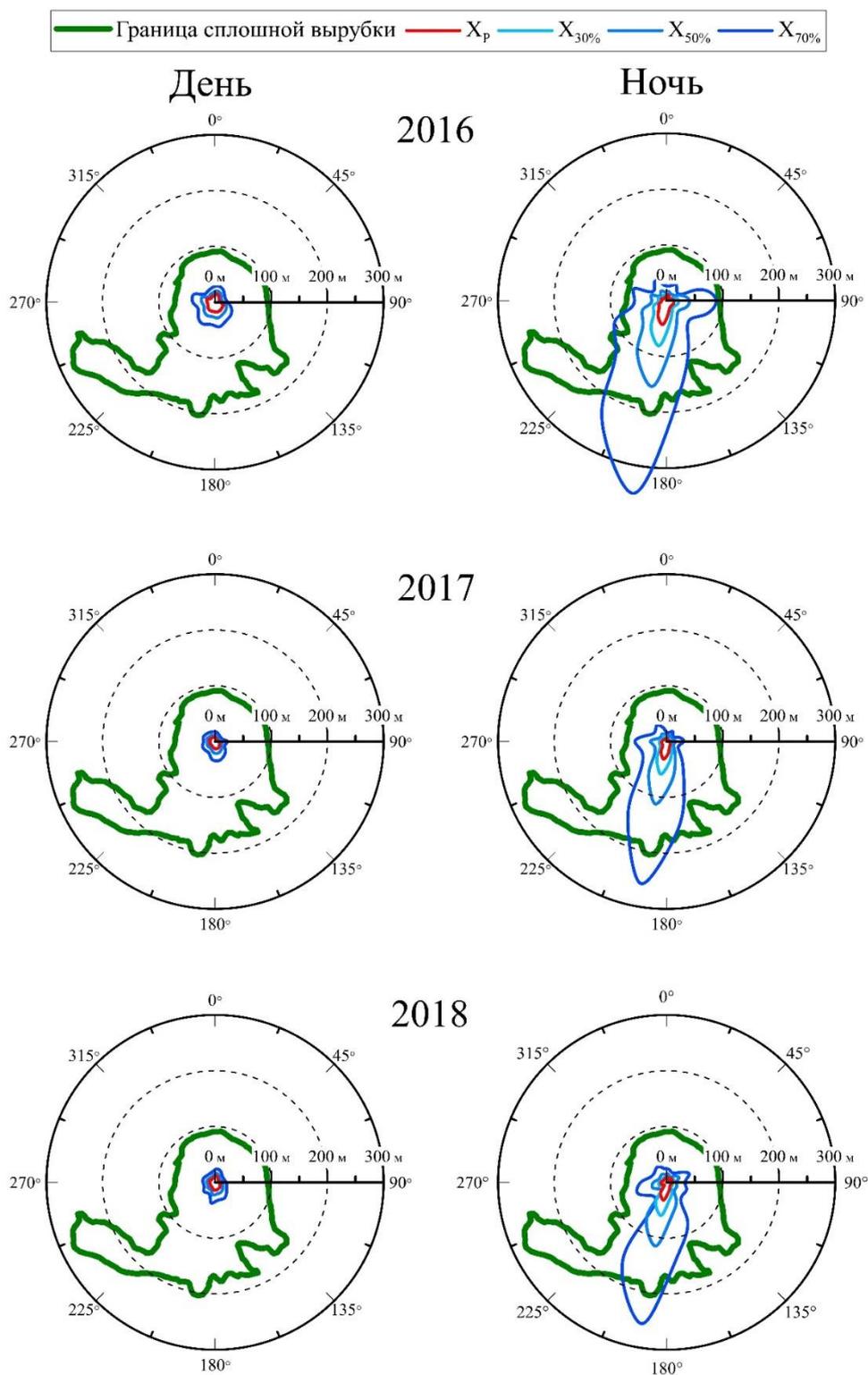


Рисунок 27. Дальность зоны охвата измерительного оборудования на сплошной вырубке в дневное и в ночное время в 2016, 2017 и в 2018 гг. соответственно, рассчитанная на основе модели (Kljun et al., 2004).  $X_p$  — дальность расстояния максимального вклада в поток,  $X_{30\%}$ ,  $X_{50\%}$  и  $X_{70\%}$  дальности зоны охвата, относящиеся к 30, 50 и 70% регистрируемого потока.

В рамках данного исследования не рассматриваются вопросы, связанные с влиянием адвекции на пульсационные измерения, а также различные эффекты, вызванные деформацией полей ветра и турбулентного обмена над территорией с неоднородным растительным покровом (Mukhartova et al., 2015; Levashova et al., 2015; Ольчев и др., 2017). Возможное влияние таких эффектов на пульсационные измерения на СВ было протестировано с помощью двухмерной и трёхмерной гидродинамических моделей (Mukhartova et al., 2015; Olchev et al., 2017). Результаты представлены в работах (Mamkin et al., 2016; Mamkin et al., 2019 b). В частности, было получено, что окружающий СВ лес не оказывает существенного влияния на пульсационные измерения при юго-западном и южном направлениях ветра в условиях нейтральной или неустойчивой стратификации, что говорит о репрезентативности полученных оценок.

### 3.7 Невязка теплового баланса

Проблема невязки теплового баланса встречается в большинстве экспериментальных исследований методом турбулентных пульсаций. В соответствии с законом сохранения энергии, уравнение теплового баланса является замкнутым, т. е. величина приходной части уравнения должна быть равна величине его расходной части. Однако в реальных экспериментальных исследованиях с применением МТП это происходит крайне редко. Остаточный член уравнения теплового баланса (невязка теплового баланса) определяется следующим образом (Foken, 2008):

В классическом виде:

$$EBR = Rn - H - LE - G \quad (45)$$

Или с учётом  $\Delta St$ :

$$EBR = Rn - H - LE - G \pm \Delta St \quad (46)$$

По оценкам Wilson et al. (2002),  $EBR$  без учёта  $\Delta St$  в среднем, по данным станций международной сети пульсационных измерений FLUXNET, положительно и составляет порядка 20%, однако в ряде случаев наблюдается и отрицательные величины  $EBR$ . Выделяются следующие причины «незамыкания» теплового баланса (Aubinet et al., 2012):

- 1) Систематические погрешности измерения компонентов теплового баланса;
- 2) Существенное изменение запасов тепла в пределах деятельного слоя ( $\Delta St$ );
- 3) Влияние адвекции;
- 4) Неспособность измерительного оборудования определить характеристики турбулентного переноса, связанного с вихрями большого масштаба.

Проблема «незамыкания» теплового баланса, как правило, решается следующими способами (Aubinet et al., 2012):

- 1) осреднением турбулентных потоков за продолжительные временные интервалы;
- 2) учётом  $\Delta St$ ;
- 3) распределением  $EBR$  между  $H$  и  $LE$  пропорционально отношению Боуэна ( $\beta=H/LE$ ).

Для определения степени «замыкания» уравнения теплового баланса на объектах исследования были построены регрессионные зависимости суточных сумм турбулентных потоков тепла ( $H+LE$ ) от суточных сумм доступной энергии ( $Rn-G$ ) (Рисунок 28 и Рисунок 29). В среднем, сумма турбулентных потоков тепла в НЕ составила 59%, 77% и 79% от доступной энергии в 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно. На СВ соотношение между суммой турбулентных потоков тепла и доступной энергией было около 1.  $H+LE$  превышало  $Rn+G$  на 1% в 2016 г., на 5% в 2017 г. и на 3% в 2018 г. Отсутствие измерений  $G$  до августа 2016 г. на СВ не позволили провести анализ «замыкания» теплового баланса в период с апреля по июль 2016 г.

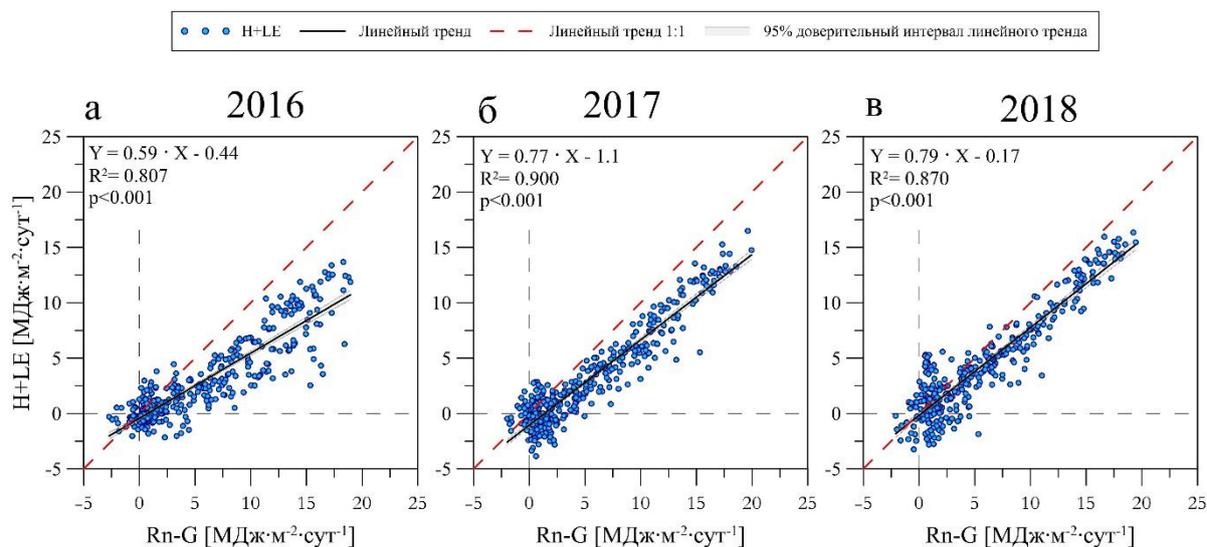


Рисунок 28. Зависимость суточных сумм турбулентных потоков тепла ( $H+LE$ ) от суточных сумм доступной энергии ( $Rn-G$ ) в НЕ.

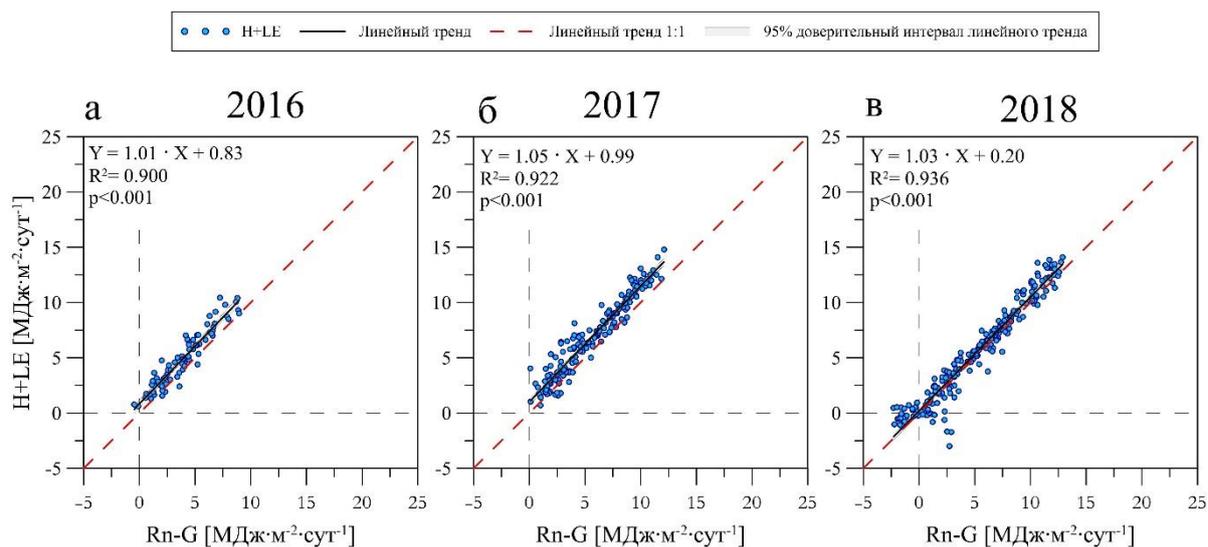


Рисунок 29. Зависимость суточных сумм турбулентных потоков тепла ( $H+LE$ ) от суточных сумм доступной энергии ( $Rn-G$ ) на СВ.

$EBR$  в НЕ был преимущественно положительным (Рисунок 30), а изменения  $EBR$  были пропорциональны изменению других компонентов уравнения теплового баланса. Максимальные величины, как правило, наблюдались в конце весны и в летние месяцы (до  $12.8 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2016 г, до  $9.8 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г и до  $7.5 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2018 г). Зимой, а также ранней весной и поздней осенью наблюдались отрицательные величины  $EBR$  (до  $-3.5 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2016 г, до  $-2.4 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г и до  $-4.7 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2018 г). На СВ, напротив,  $EBR$  был преимущественно отрицательным, изменяясь от  $-3.2$  до  $1.2 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2016 г, от  $-4.1$  до  $1.2 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г и от  $-3.0$  до  $5.7 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2018 г. В отличие от предыдущих лет, максимальные величины  $EBR$  как в НЕ, так и на СВ в 2018 г. пришлись на конец марта — начало апреля, это свидетельствует о том, что в тепловом балансе экосистем важным фактором могли быть затраты тепла на снеготаяние. Возможно, диапазон изменения  $EBR$  на сплошной вырубке в 2016 и 2017 гг. был шире указанного, поскольку указанный интервал учитывает лишь  $EBR$  периода экспериментальных наблюдений на СВ. В частности, отсутствует информация о  $EBR$  в марте и апреле 2016 и 2017 гг. Однако небольшое количество фитомассы на СВ и её равномерное пространственное распределение в экосистеме даёт возможность полагать, что  $EBR$  не должен был достигать значимых, относительно других компонентов теплового баланса величин.

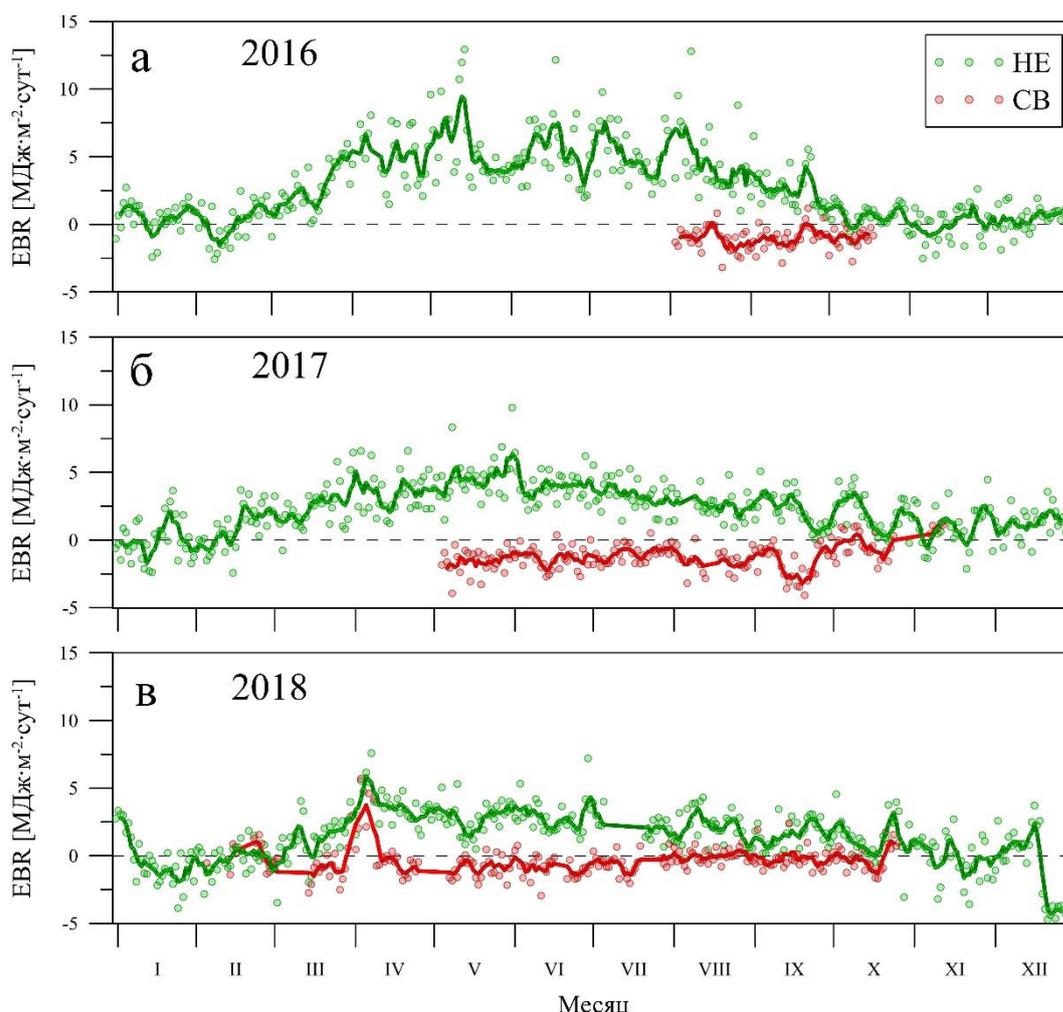


Рисунок 30. Суточные суммы остаточного члена уравнения теплового баланса ( $EBR$ ) в НЕ и на СВ в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг. Красными и зелёными линиями указано скользящее среднее в 5-дневном окне.

Суточный ход  $EBR$  в НЕ следовал суточному ходу  $Rn$  (Рисунок 31). Максимальные величины достигались около полудня и составляли  $140 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г.,  $100 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2017 г.,  $80 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. Минимальные величины наблюдались в вечернее время и составляли около  $-30 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . На СВ  $EBR$  изменялся от  $-50 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в вечерние часы до  $30 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в предполуденное время в 2016 г. В 2017 г. суточная амплитуда  $EBR$  уменьшилась: минимум составлял около  $-40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , а максимум — около  $10 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . В 2018 г. минимальные величины наблюдались не только вечером, но и в утренние часы ( $-20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ), а максимум наблюдался уже после полудня ( $35 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ).

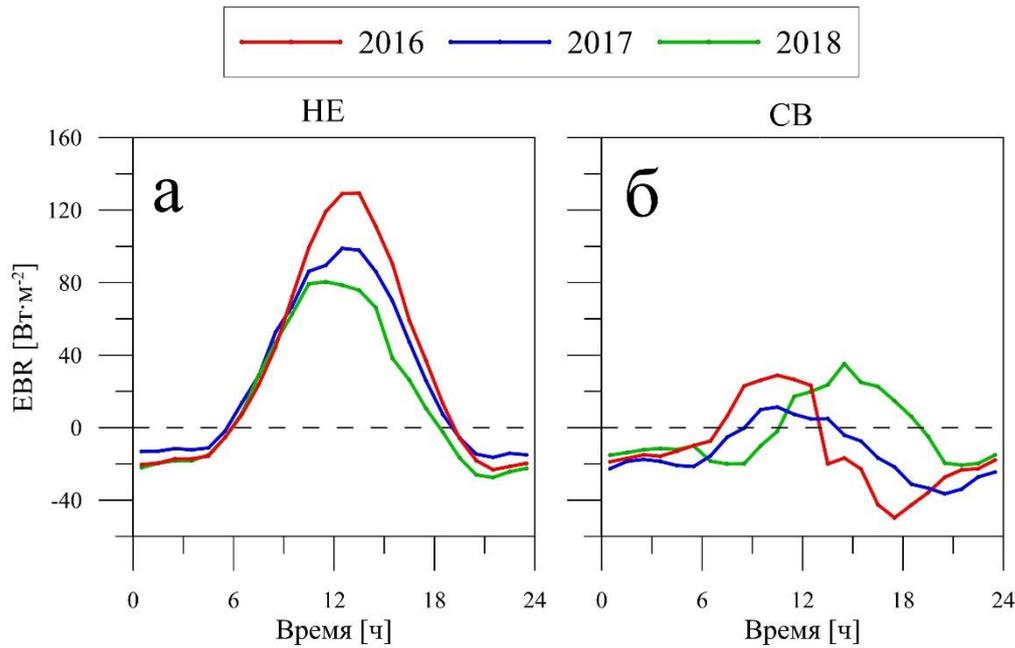


Рисунок 31. Средний суточный ход остаточного члена уравнения теплового баланса ( $EBR$ ) для июля 2016, 2017 и 2018 гг. в НЕ (а) и на СВ (б).

Описанные выше особенности суточной амплитуды  $EBR$  позволили минимизировать «невязку» теплового баланса через расчёт суточных сумм компонентов теплового баланса на СВ. Однако этого недостаточно для устранения «невязки» в тепловом балансе НЕ и требует учёта составляющих  $\Delta St$ .

Согласно (Oliphant et al., 2004), в большинстве случаев  $\Delta St$  можно разложить на ряд составляющих:

$$\Delta St = St_H + \Delta St_{LE} + \Delta St_G + \Delta St_V + \Delta St_P \quad (47)$$

где,  $\Delta St_H$  и  $\Delta St_{LE}$  — изменение запасов тепла в воздухе ниже уровня размещения датчиков пульсационной системы, связанные с  $H$  и  $LE$  соответственно,  $\Delta St_G$  — изменение запасов тепла в слое почвы, расположенном над датчиками потока тепла,  $\Delta St_V$  — изменение запасов тепла в фитомассе,  $\Delta St_P$  — затраты тепла на фотосинтез.

Отсутствие данных профильных измерений ниже высоты размещения пульсационного оборудования позволяло произвести лишь приблизительную оценку  $\Delta St_H$  и  $\Delta St_{LE}$  на основе измерений в одной точке, следуя методике (Greco & Baldocchi, 1996; Aubinet, 2001), реализованной в стандартных алгоритмах программного обеспечения EddyPro (Li-Cor inc., США). Запасы тепла в верхнем горизонте почвы оценивались по методике, использованной в работе (Oliphant et al., 2004):

$$\Delta St_G = C_s \cdot \frac{\Delta T_s}{\Delta t} \cdot z \quad (48)$$

где,  $C_s$  — удельная теплоёмкость почвы [Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>],  $\Delta T_s$  — изменение температуры верхнего горизонта почвы [°К] за промежуток времени  $\Delta t$  [с], а  $z$  — глубина размещения датчиков потока тепла.

Удельная теплоёмкость почвы в свою очередь была рассчитана по формуле:

$$C_s = \rho_b \cdot C_{sd} + SWC \cdot C_{sw} \quad (49)$$

где,  $\rho_b$  — объёмная плотность почвы [кг·м<sup>-3</sup>],  $C_{sd}$  и  $C_{sw}$  — удельная теплоёмкость сухой почвы и почвенной влаги соответственно [Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>], а  $SWC$  — объёмное влагосодержание верхнего горизонта почвы [%].

Величина  $\rho_b=0.00138$  [кг·м<sup>-3</sup>] определялась на объекте исследования и была опубликована в работе (Šantrůčková et al., 2010). Величина  $C_{sd}=711$  [Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>] была взята для горизонта  $A_{\text{пах}}$  (2 – 7 см) по данным исследования (Димо и др., 1981) дерново-подзолистых суглинистых почв опорного пункта Почвенного института им. В.В. Докучаева (Московская обл.), а величина  $C_{sw}=4190$  [Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>] была заимствована из работы (Oliphant et al., 2004). Остальные величины, использованные для расчёта  $\Delta St_g$  определялись непосредственно в рамках настоящего исследования.

Определение  $\Delta St_P$  осуществлялось на основе данных о валовой первичной продукции ( $GPP$ ) и скорости ассимиляции  $CO_2$  согласно (Masseroni et al., 2014).

Приблизительный расчёт четырёх компонентов  $\Delta St$  (Таблица 8), показал, что все они не могут оказывать значительного влияния на кумулятивные суммы потоков тепла, т. к. их общие годовые суммы не превышают 30 МДж·м<sup>-2</sup>, что на 1 – 2 порядка меньше кумулятивных сумм  $H$ ,  $LE$  и  $Rn$ . Наибольший вклад в годовые суммы  $\Delta St$  вносили затраты тепла на фотосинтез, при этом изменение запасов тепла верхнего 5-см слоя почвы можно считать пренебрежимо малым на уровне годовых сумм. На уровне получасовых величин наибольший вклад вносили  $\Delta St_H$ , суточная амплитуда которого превышала 100 Вт·м<sup>-2</sup>. К сожалению, отсутствие данных о температуре биомассы не позволили произвести оценку  $\Delta St_V$ . Учёт запасов тепла в биомассе может значительно улучшить «замыкание» теплового баланса на уровне 30-минутных интервалов, однако на уровне суточных, сезонных и годовых сумм, как правило, является пренебрежимо малой величиной (Oliphant et al., 2004; Lindroth et al., 2010).

Таблица 8. Годовые суммы изменения запасов тепла в воздухе ниже уровня размещения датчиков системы пульсационных измерений, связанных с турбулентным теплообменом ( $\Delta St_H$ ), затратами тепла на суммарное испарение ( $\Delta St_{LE}$ ), а также изменения запасов тепла в слое почвы над датчиками потока тепла в почву ( $\Delta St_G$ ) и затратами тепла на фотосинтез ( $\Delta St_P$ ) в неморальном ельнике (HE).

Компоненты $\Delta St$	2016	2017	2018
$\Delta St_H$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	4.8	0.6	-1.1
$\Delta St_{LE}$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	9.0	2.9	1.1
$\Delta St_G$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	0.1	0.0	-0.2
$\Delta St_P$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	15.1	17.5	20.2
Сумма [МДж·м <sup>-2</sup> ]	29.0	21.0	20.0

После учёта  $\Delta St$  остатки  $EBR$  были распределены между потоками  $H$  и  $LE$  пропорционально отношению Боуэна (Foken, 2008; Aubinet et al., 2012).

### 3.8 Дополнительные наблюдения

Для получения информации о потоках  $CO_2$  между поверхностью почвы с ненарушенным растительным покровом и атмосферой на сплошной вырубке были организованы измерения методом закрытых камер (Курганова и др., 2020; Смагин, 2015; Глаголев, Филиппов, 2011 и др.) в летние месяцы 2016, 2017 и 2018 годов. Измерения осуществлялись с использованием полусферической прозрачной камеры из плексигласа диаметром 35 см и высотой 17 см, которая устанавливалась на круглые основания из ПВХ (5 оснований) диаметром 30 см, заблаговременно врезанные в почву на глубину 15 см с расстоянием 3 – 5 м друг от друга. Концентрация газа в камере измерялась с частотой 1 Гц инфракрасным газоанализатором Li-840 (Li-Cor Inc., США), соединённым с камерой двумя трубками длиной 1.5 м. Время экспозиции камеры составляло 200 сек. Одновременно с определением концентрации  $CO_2$  внутри камеры измерялись: температура почвы на глубине 10 см датчиком температуры HI 98509 Checktemp 1 (Hanna Instruments Inc., США), температура воздуха внутри камеры датчиком DHT22 (SparkFun Electronics, США), а также температура воздуха на высоте 30 см (ИВА-6, НПК "МИКРОФОР", Россия). После завершения измерений, 31 августа, вся растительность внутри оснований отбиралась для определения общей биомассы.

В 2018 г. для исследования эмиссии  $\text{CO}_2$ , первичной продукции и баланса  $\text{CO}_2$  на участках с отсутствием и наличием древесного подроста были установлены 6 оснований для кубических прозрачных камер из плексигласа размерами 40 x 40 x 40 см. Камера устанавливалась на квадратные алюминиевые основания толщиной 6 см. Для измерения эмиссии камера накрывалась светонепроницаемым чехлом. Расчёт *GPP* производился на основе разницы между дыханием и нетто-обменом  $\text{CO}_2$  на свету. Методика наблюдений подробно описана в (Ivanov et al., 2017).

Динамика индекса листовой поверхности (*LAI*) оценивалась с использованием лаиметра AccuPAR LP-80 (Decagon Devices Inc., США). Измерения производились с апреля по октябрь 2016, 2017 и 2018 гг. с частотой порядка двух измерений в месяц (Мамкин и др., 2019; Ivanov et al., 2017) Измерения производились на 10 точках, расположенных вокруг измерительной мачты на расстоянии от 20 до 50 м. В каждый год измерений дополнительно проводились геоботанические описания основных сообществ сплошной вырубki. Кроме того, в 2016 г. были сделаны и описаны 3 почвенных разреза и отобраны образцы почвы на содержание органического углерода.

## Глава 4. Тепловой баланс экосистем

### 4.1 Радиационный баланс

В настоящем разделе проведена оценка различий средних за выбранные годы суточных сумм радиационного баланса НЕ и СВ. Показана роль альbedo поверхности в наблюдаемых различиях радиационного баланса. Показан вклад различных составляющих в величину радиационного баланса экосистем. Описана сезонная динамика суточных сумм радиационного баланса. Рассмотрена роль суммарной солнечной радиации в формировании величины суточных сумм радиационного баланса. Исследована корреляция между составляющими радиационного баланса в НЕ и на СВ. Описаны особенности сезонной изменчивости величины альbedo поверхности в двух экосистемах. Рассмотрена суточная изменчивость составляющих радиационного баланса НЕ и СВ.

#### 4.1.1 Результаты

Измерения в НЕ и на СВ показали, что в период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. средние суточные суммы  $R_n$  на СВ были достоверно меньше, чем в НЕ (t-тест Стьюдента для зависимых выборок:  $p < 0.01$  в 2016-м, 2017-м и 2018-м гг.). Суточные суммы  $R_n$  на СВ были ниже суточных сумм  $R_n$  в НЕ на 42% в 2016 г., на 41% в 2017 г. и на 33% в 2018 г. (Рисунок 32.). Относительно низкие величины суточных сумм  $R_n$  на СВ, в первую очередь, были связаны с различием альbedo растительного покрова экосистем. Средняя за рассматриваемый период величина альbedo СВ составляла 24 – 25% (Таблица 9), при этом альbedo НЕ было 8 – 9%. Кумулятивные суммы  $R_g$  рассматриваемого периода были выше в НЕ на 11 – 12 % (Рисунок 33).

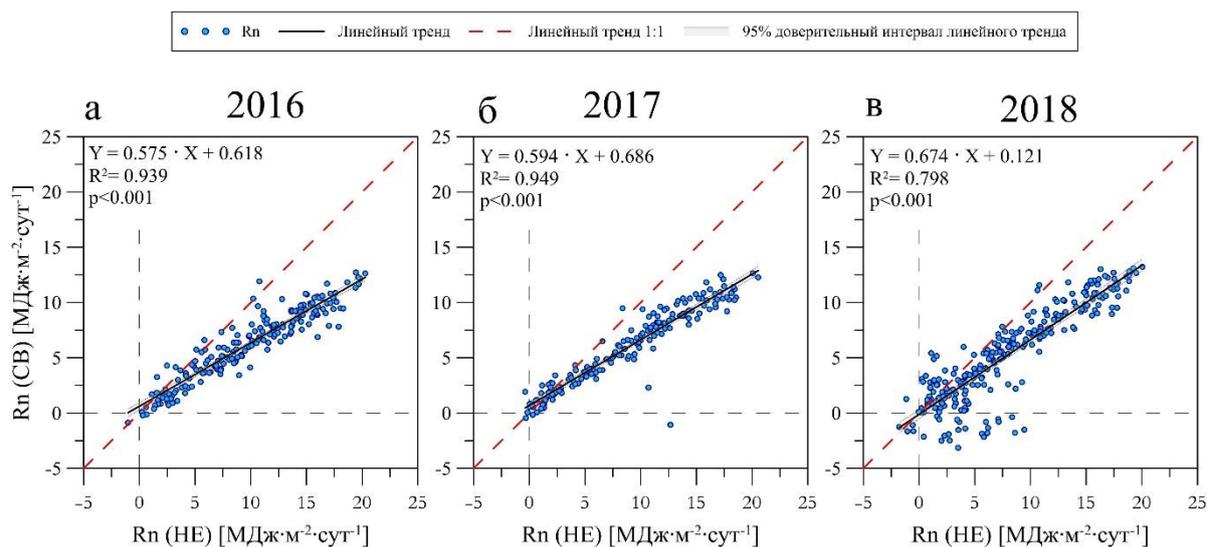


Рисунок 32. Соотношение суточных сумм радиационного баланса ( $Rn$ ) на сплошной вырубке (CB) и в неморальном ельнике (HE) в 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг.

Таблица 9. Суммы радиационного баланса ( $Rn$ ) и его компонентов: суммарной радиации ( $Rg$ ), встречного излучения атмосферы ( $LWin$ ), собственного излучения ( $LWout$ ) и средняя величина альбеда ( $\alpha$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) за период 06.05 – 18.10. 2016 – 2018 гг.

Переменная	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
$Rg$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	2549.9	2250.1	2424.9	2140.4	2700.8	2404.2
$\alpha$ [%]	8	24	9	25	9	24
$LWin$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	4882.5	4947.8	4793.2	4881.8	4795.5	4859.7
$LWout$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	5545.0	5631.9	5424.9	5417.3	5576.4	5514.8
$Rn$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	1672.5	1033.3	1585.1	1060.4	1671.5	1182.4

В структуре  $Rn$  экосистем на уровне сезонных сумм преобладающим был поток  $LWout$ , однако потери энергии в результате собственного излучения на 86 – 90% компенсировались встречным излучением атмосферы ( $LWin$ ). Поэтому вклад длинноволновых потоков в формирование величины  $Rn$  экосистем был меньше, чем вклад  $Rg$  и  $\alpha$ . Средние суточные суммы  $LWin$  были достоверно больше на CB (t-тест Стьюдента для зависимых выборок:  $p < 0.01$  во все годы наблюдений). При этом поток  $LWout$  был достоверно больше в HE в 2016 и 2018 гг. ( $p < 0.01$ ), а в 2017 г. достоверных различий  $LWout$  между HE и

СВ обнаружено не было ( $p=0.293$ ). Наблюдаемые различия  $LWin$  и  $LWout$  могут объясняться различиями высоты измерений.

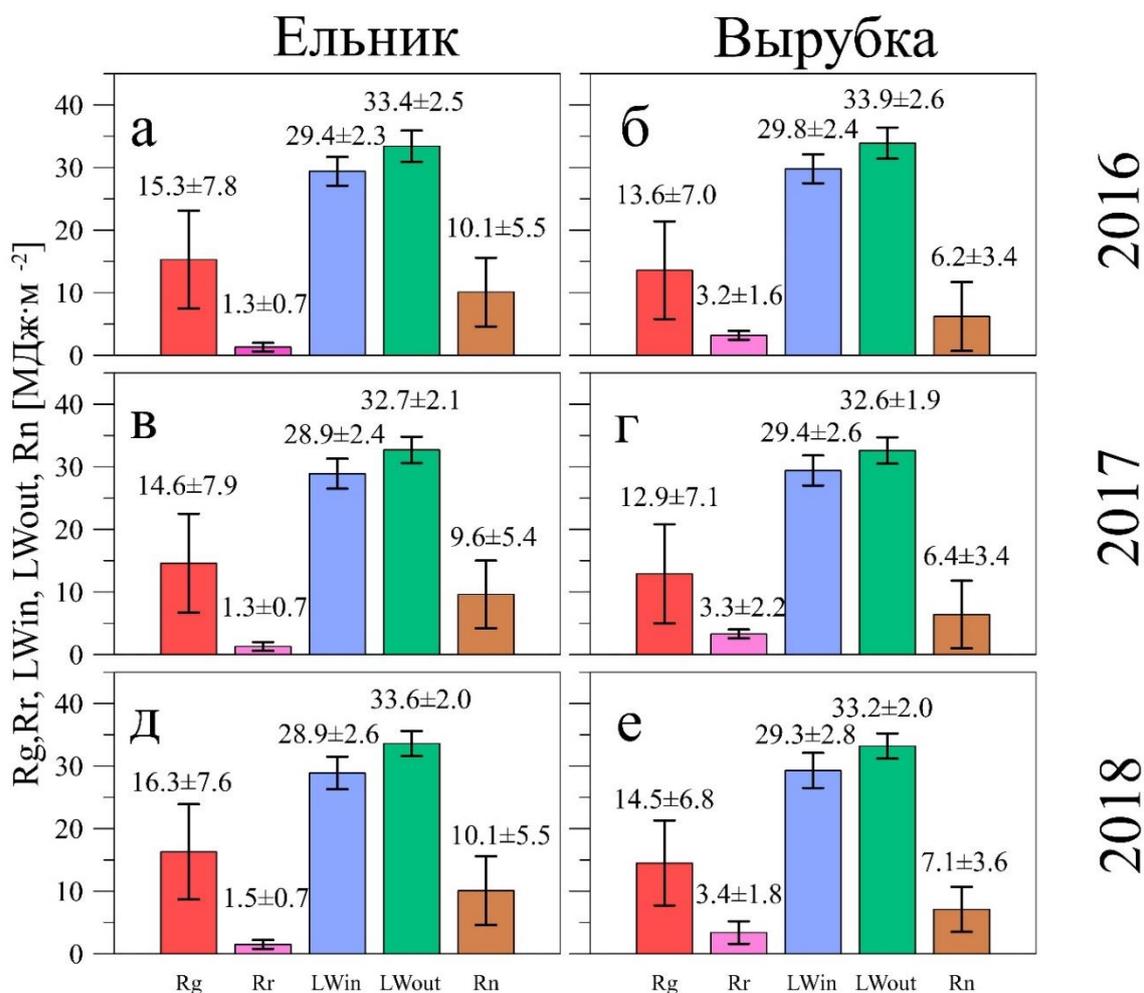


Рисунок 33. Средние суточные суммы радиационного баланса ( $Rn$ ) и его компоненты: суммарной солнечной радиации ( $Rg$ ), отражённой солнечной радиации ( $Rr$ ), встречного излучения атмосферы ( $LWin$ ), собственного излучения земли ( $LWout$ ) и средние величины альбедо со стандартными отклонениями ( $\pm SD$ ) — за период (06.05 – 18.10) 2016 г. (а, б), 2017 г. (в, г) и 2018 г. (д, е), в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) соответственно.

$Rn$  двух экосистем характеризовался выраженным сезонным ходом, (Рисунок 34). Летом диапазон изменения суточных сумм  $Rn$  был шире, чем в другие сезоны. Суточные суммы  $Rn$  в летние месяцы были положительными и изменялись от 2 до 14 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> на СВ и от 2 до 20 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> в НЕ. В зимние месяцы суточные суммы  $Rn$  НЕ были преимущественно отрицательными, варьируя в диапазоне от -3 до 5 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>.

Измерения на СВ в феврале 2018 г. показали, что суточные суммы  $Rn$  изменялись от  $-4$  до  $5$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ .

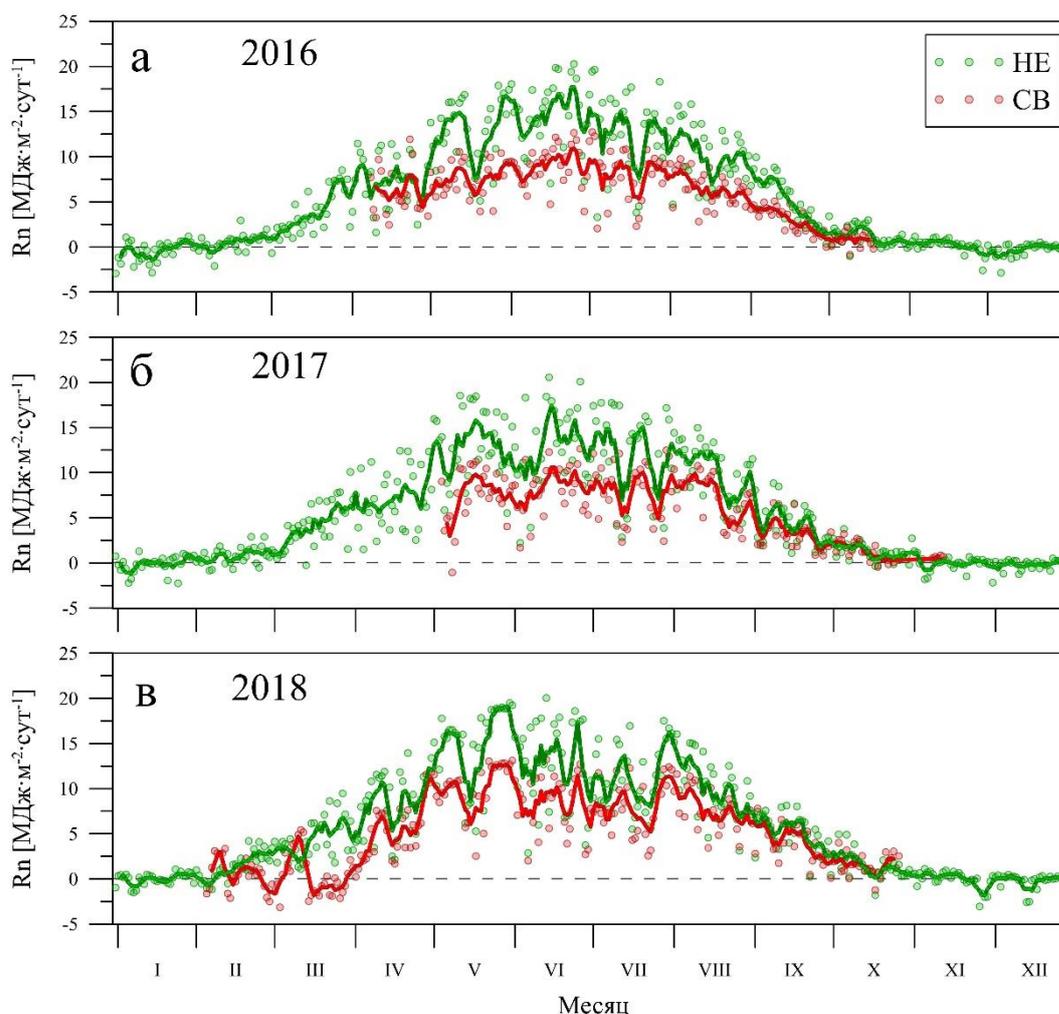


Рисунок 34. Суточные суммы радиационного баланса ( $Rn$ ) неморального ельника (HE) и сплошной вырубке (CB) в 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг. Зелёные (HE) и красные (CB) линии — скользящее среднее в 5-дневном окне.

Разброс средних суточных сумм  $Rn$  объясняется, прежде всего, разбросом суточных сумм  $Rg$ , которая, в свою очередь, обусловлена сезонными изменениями поступления солнечной радиации и кратковременной изменчивостью облачности. Диапазон изменения длинноволновых потоков радиации был существенно ниже. На (Рисунок 35) изображён сезонный ход  $LWin$  и  $Rg$  в годы наблюдений по данным измерений в HE. Минимальные величины приходящих потоков радиации отмечались в зимние месяцы.  $LWin$  изменялось от 15 до 30  $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ , а  $Rg$  в пределах 5  $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ . С наступлением весны наблюдался закономерный сезонный рост суммарной солнечной радиации и встречного излучения атмосферы. Вместе с ростом  $Rg$  увеличивалась и амплитуда межсуточной изменчивости,

обусловленная режимом облачности. В летние месяцы суточные суммы  $R_g$  изменялись в диапазоне от 5 до 30  $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ , а  $L_{\text{Win}}$  от 20 до 35  $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ . Максимальные величины  $R_g$  наблюдались в конце июня, а  $L_{\text{Win}}$  — в июле.

Корреляция между суточными суммами  $R_g$  в НЕ и на СВ составила 99%, для  $L_{\text{Win}}$  корреляция составляла в разные годы от 95 до 98%, а для  $L_{\text{Wout}}$  97 – 98%. При этом корреляция между суточными суммами  $L_{\text{Win}}$  и  $L_{\text{Wout}}$  в НЕ изменялась от 78 до 85 %, а на СВ от 58 до 82%.

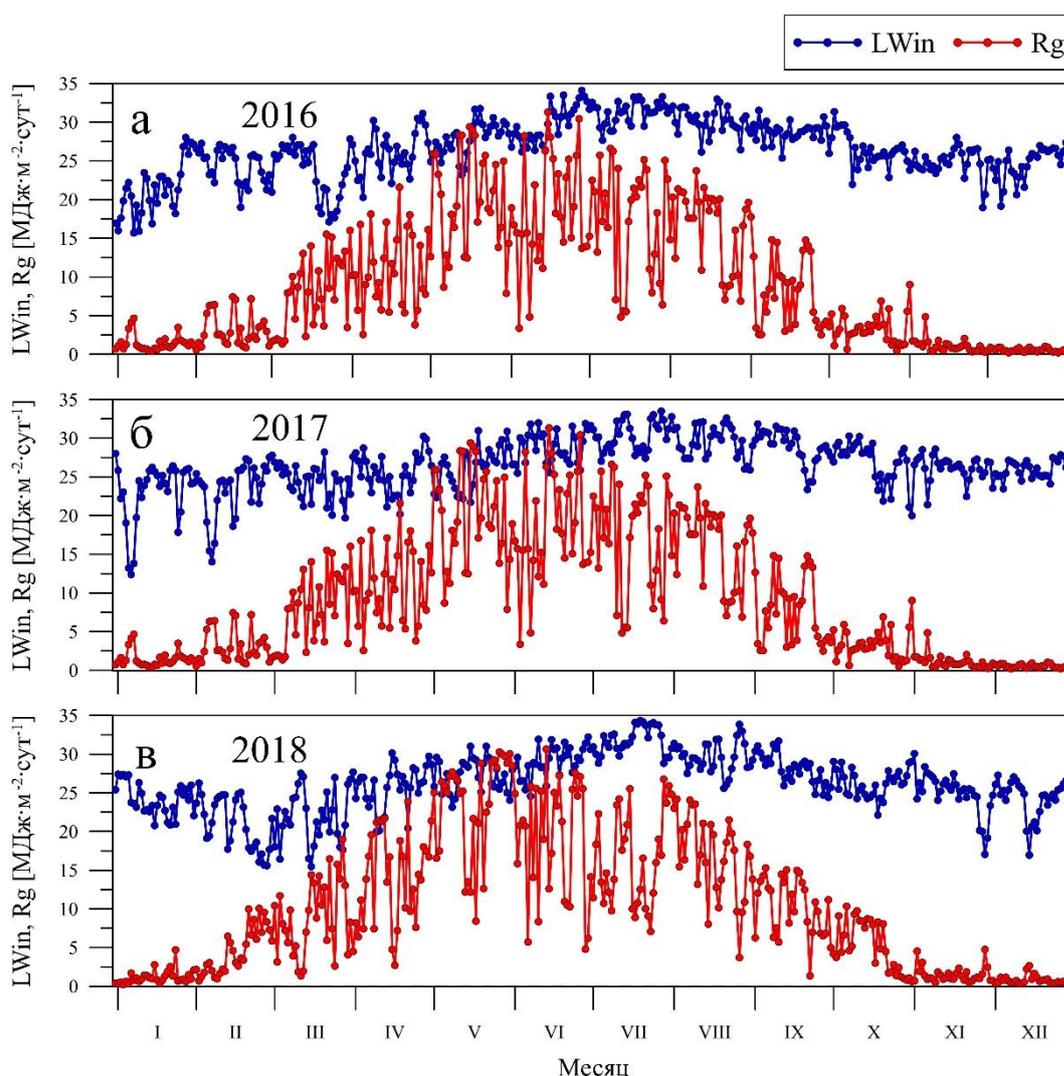


Рисунок 35. Суточные суммы встречного излучения атмосферы ( $L_{\text{Win}}$ ) и суммарной радиации ( $R_g$ ) по данным измерений в неморальном ельнике (НЕ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

К числу основных факторов сезонной динамики  $R_n$  относится величина альbedo подстилающей поверхности ( $\alpha$ ). Сезонные изменения  $\alpha$  зимой определяются наличием и особенностями снежного покрова, а вегетационный период — особенностями растительного

покрова. Недостаточное количество измерений в зимние месяцы на СВ не позволяют провести сравнительный анализ изменения  $\alpha$  за все зимние месяцы выбранных лет. По данным наблюдений в феврале 2018 г. получено, что при наличии устойчивого снежного покрова отражательная способность СВ значительно превосходит отражательную способность НЕ (Рисунок 36). Максимальные величины  $\alpha$  СВ зимой в отдельные периоды были выше 90%, в то время как  $\alpha$  НЕ не превышало 35%. На протяжении всего бесснежного периода альbedo НЕ составляло 8 – 9%. Для альbedo СВ были характерны сезонные изменения, связанные с зарастанием вырубki и сменой фенологических фаз растительности. В 2016 г. по мере восстановления растительного покрова вырубki наблюдалось увеличение  $\alpha$  от 15% в апреле до 26% к началу сентября. Осенью альbedo СВ снизилось до 24 % в середине октября. Вслед за смещением максимальных величин  $LAI$  на СВ к более ранним датам в 2017 и 2018 гг., происходило смещение дат наблюдения максимальной величины альbedo бесснежного периода. В 2017 г. максимум  $\alpha$  наблюдался в конце июня и составил 28%, в 2018 г. максимум уже наблюдался в начале июня и составил 27%. После достижения максимальных величин альbedo СВ снижалось вплоть до выпадения снега осенью. Минимальные величины  $\alpha$  в 2017 и 2018 гг. были отмечены в середине октября – начале ноября и составили 17%.

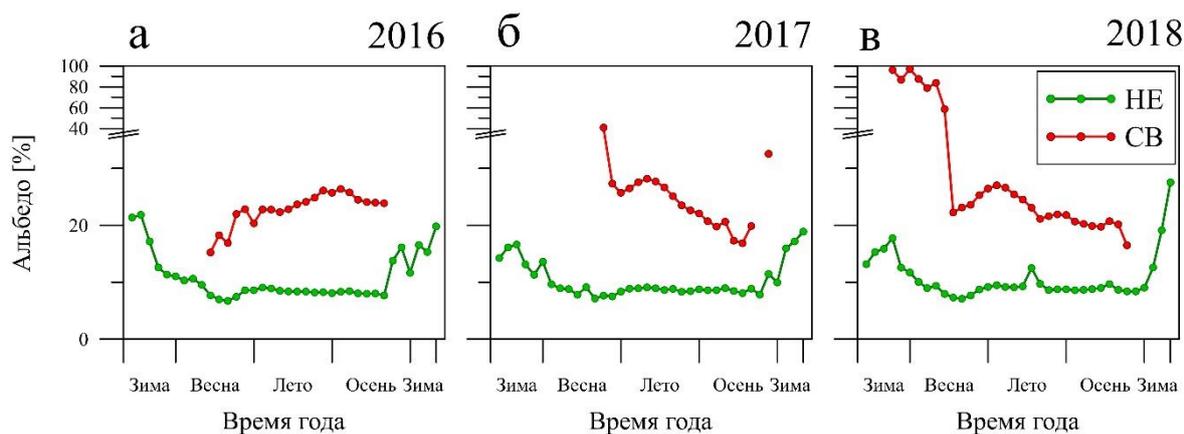


Рисунок 36. Средние по декадам величины альbedo ( $\alpha$ ) неморального ельника (НЕ) и сплошной вырубki (СВ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг. Для демонстрации сезонной динамики  $\alpha$  в бесснежный период масштаб оси у в промежутке от 0 до 35% увеличен.

Указанные закономерности соотношений между компонентами радиационного баланса в сезонном ходе были характерны и для суточной динамики. Наиболее выраженный суточный ход компонентов  $Rn$  наблюдался в июле (Рисунок 37). В ночные часы были зафиксированы отрицательные величины  $Rn$ , а в светлое время суток — положительные.

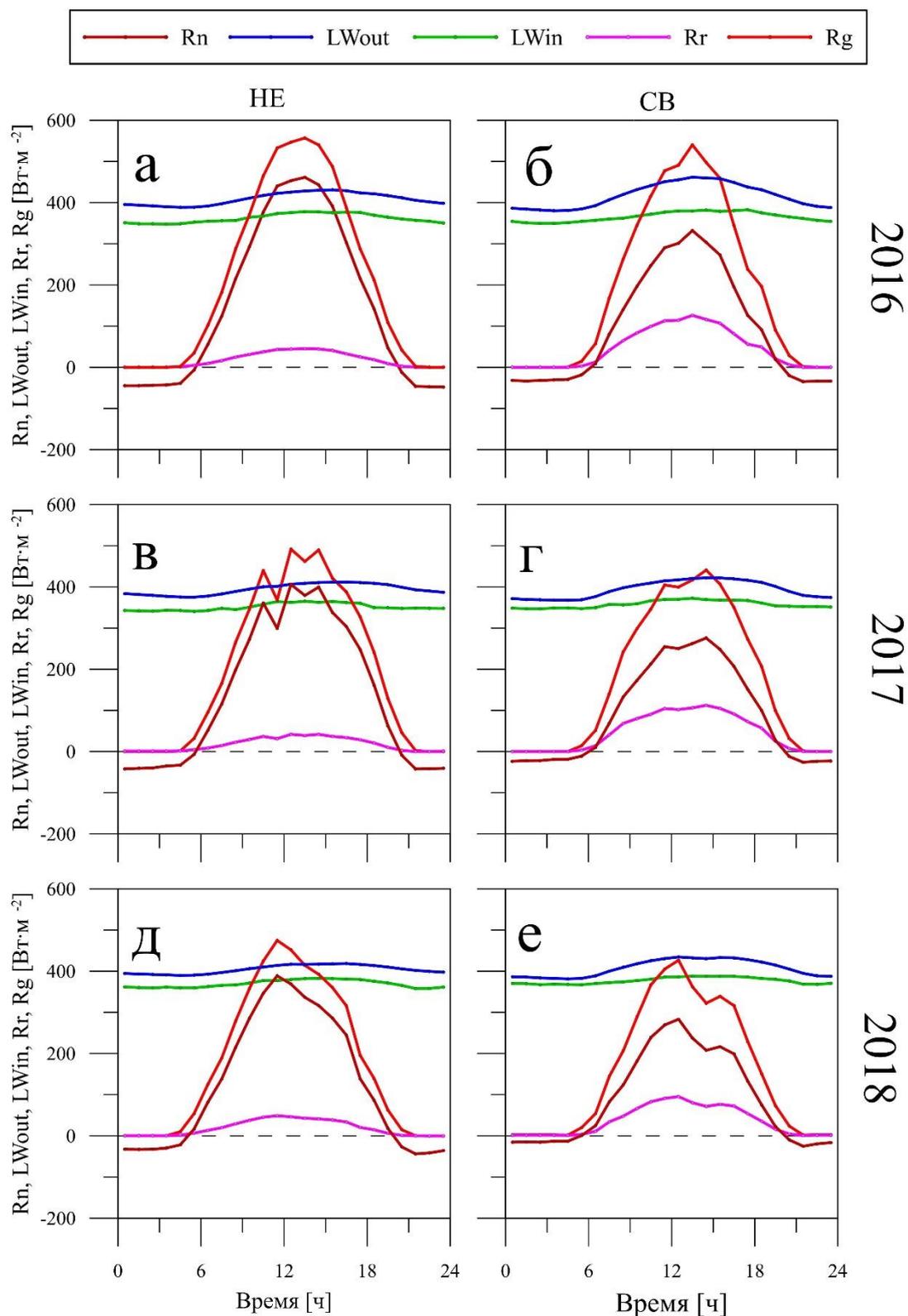


Рисунок 37. Средний для июля суточный ход радиационного баланса ( $R_n$ ) и его компонентов в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB): суммарной солнечной радиации ( $R_g$ ), отражённой солнечной радиации ( $R_r$ ), встречного излучения атмосферы ( $LW_{in}$ ), собственного излучения земли ( $LW_{out}$ ) за июль 2016 (а,б), 2017 (в, г) и 2018 (д, е) гг. соответственно.

Минимальные величины  $Rn$  наблюдались сразу после заката (около 21:00 МСК), а максимальные — около полудня. При этом суточная амплитуда  $Rn$  была выше в НЕ (в среднем, от  $-50$  до  $460 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г., от  $-40$  до  $430 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2017 г. и от  $-40$  до  $390 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г.). Для сравнения, диапазон суточных изменений  $Rn$  на СВ был следующий: от  $-40$  до  $330 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г., от  $-30$  до  $290 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2017 г. и от  $-30$  до  $280$  в 2018 г.

Значительную часть суток преобладающей компонентой в структуре  $Rn$  являлся поток  $LWout$ , при этом суточная амплитуда  $LWout$  была выражена слабо. В НЕ диапазон изменения  $LWout$  составлял около  $40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . На СВ в 2016 г. суточная амплитуда  $LWout$  была в среднем  $80 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , снижаясь от года к году до  $50 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. Суточная амплитуда  $LWin$  при этом составляла около  $30 - 40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .

Максимальные величины  $Rg$  наблюдались в полуденные часы и достигали в 2016 г., в среднем,  $550 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в НЕ и  $540 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  на СВ, а в 2017 г.  $523$  и  $460 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в НЕ и на СВ соответственно. В июле 2018 г. дневной максимум  $Rg$ , в среднем, составлял  $475$  и  $430 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в НЕ и СВ соответственно. Суточный ход отражённой солнечной радиации повторял суточный ход  $Rg$ . При этом максимальные величины  $Rr$  определялись величиной альbedo растительного покрова. Наибольшие величины  $Rr$  в суточном ходе (за июль), в среднем, наблюдались на СВ в 2016 г. и составили  $126 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .

Результаты наблюдений за компонентами радиационного баланса в НЕ и на СВ показали, что удаление зрелого древостоя приводит к изменению структуры и величины  $Rn$  на уровне сезонных и суточных сумм. Вырубка приводит к увеличению альbedo поверхности, снижению поглощённой солнечной радиации и к уменьшению радиационного баланса. Количество поглощённой солнечной радиации является определяющим фактором дисперсии величины  $Rn$  в суточной и сезонной динамике и зависит от поступления  $Rg$  и  $\alpha$  поверхности. В вегетационный период различия  $\alpha$  СВ и НЕ определяются составом фитоценоза и темпами восстановления растительного покрова нарушенной экосистемы. Зимой высокие относительно НЕ величины  $\alpha$  СВ объясняются наличием устойчивого снежного покрова. Снижение поглощённой радиации в результате вырубки леса приводит к снижению амплитуды суточной и годовой изменчивости  $Rn$ .

#### 4.1.2 Обсуждение

Полученные в рамках настоящего исследования достоверно низкие суточные суммы  $Rn$  СВ относительно суточных сумм  $Rn$  НЕ во все три года измерений свидетельствуют о том, что сплошная вырубка в условиях южной тайги снижает энергообеспеченность лесной экосистемы. Снижение  $Rn$  определяется, в первую очередь, ростом  $\alpha$  после нарушения. Поскольку вырубка зарастает в основном мелколиственной и травянистой растительностью,

то отражающая способность растительного покрова вырубki в период вегетации становится больше, чем у ненарушенного леса с преобладанием темнохвойных пород (ели). Зимой нарушенная экосистема превращается в открытое пространство, практически полностью покрытое снегом, что обеспечивает отражение до 95% суммарной солнечной радиации, в отличие от ельника, который поглощает более половины приходящей суммарной солнечной радиации. Данный результат согласуется с современными представлениями о влиянии природных и антропогенных нарушений на радиационный баланс бореальных лесов (Bonan, 2008; IPCC, 2014).

Эффект увеличения  $\alpha$  поверхности в результате нарушения лесных экосистем (из-за сплошной рубки леса, пожаров, ветровалов и т.п.) является типичным в условиях распространения темнохвойных и смешанных темнохвойно-широколиственных лесов, поскольку травянистая и мелколиственная древесная растительность имеет большую отражающую способность в сравнении с темнохвойными породами деревьев (Lyons et al., 2008). Например, увеличение  $\alpha$  поверхности сплошной вырубki смешанного хвойно-широколиственного леса в Канаде было показано в работе (McCaughey, 1985), а также, по данным (Cherubini et al., 2012) для бореальных лесов Северной Америки и в Скандинавии, в частности, было получено, что вырубка ельника в Норвегии могла привести к росту  $\alpha$  экосистемы на 29%.

Кроме того, необходимо отметить, что в данном исследовании на СВ отмечалась высокая дисперсия величин  $\alpha$ , по сравнению с дисперсией величин  $\alpha$  HE. В первые месяцы после удаления лесного полога при отсутствии растительности наблюдалось снижение  $\alpha$  поверхности в периоды интенсивного выпадения осадков, таким образом,  $\alpha$  СВ изменялось в ответ на изменение влажности поверхности почвы. Подобное снижение  $\alpha$  поверхности в периоды выпадения осадков было зафиксировано на сплошной вырубке смешанного хвойно-широколиственного леса в штате Онтарио (Канада) и описано в работе (McCaughey, 1987).

В рамках настоящего исследования было получено, что суммы радиационного баланса на СВ были ниже на 42% в первый год после удаления лесного полога, на 41% во второй и на 33% в третий. Для сравнения, (Amiro, 2001) зафиксировал снижение  $R_n$  в июле, на сплошной вырубке тополя осинообразного (*Populus tremuloides*) и тополя бальзамического (*Populus balsamifera*) в штате Альберта (Канада) на 23% относительно зрелого древостоя. Kowalski et al. (2003) получил величины  $R_n$  сплошной вырубki сосны приморской первого года зарастания, на юго-западе Франции на 29% ниже относительно зрелого 28-летнего древостоя и на 35% относительно 31-летнего древостоя. Для вырубki 3-го года зарастания в смешанном хвойно-широколиственном лесу с преобладанием различных видов сосны, ели, пихты, клёна, дуба и берёзы в штате Онтарио (Канада) McCaughey (1985) было получено снижение  $R_n$  на 11 – 21 % в летний период. Параллельные

измерения в летние месяцы на вырубке 5-го года зарастания сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и в зрелом древостое в Финляндии показали, что  $Rn$  вырубки был ниже на 27% (Rannik et al., 2002). Значительные различия  $Rn$  НЕ и СВ объясняются, в первую очередь, значительным различием альbedo ненарушенной и нарушенной лесных экосистем, характерным для лесов с преобладанием темнохвойных пород деревьев, а во вторую, различиями  $Rg$ . Таким образом эффект от снижения альbedo в результате сплошной вырубки неморального ельника в условиях южной тайги может быть сильнее, чем для ряда других типов хвойных и широколиственных лесов в условиях умеренного климата.

## 4.2 Потоки тепла

В настоящем разделе рассматриваются основные черты межгодовой, сезонной и суточной динамики компонентов теплового баланса:  $H$ ,  $LE$  и  $G$  в НЕ и на СВ. В подразделе 4.2.1 описаны масштабы изменчивости суточных сумм потоков  $H$  и  $LE$  для разных сезонов года. Исследована зависимость потоков тепла от радиационного баланса. Показана сезонная динамика важнейшего показателя структуры теплового баланса — отношения Боуэна. Проведён анализ различий средних суточных сумм потоков тепла и структуры теплового баланса НЕ и СВ.

В подразделе 4.2.2 описаны характерные особенности сезонной динамики суточных сумм  $G$ . Получены оценки зависимости  $G$  от  $Rn$  и объёмного влагосодержания верхних горизонтов почвы. В разделе 4.2.3 описан суточный ход потоков  $Rn$ ,  $H$ ,  $LE$  и  $G$  на примере июля. Показаны различия амплитуды суточного хода потоков тепла между НЕ и СВ. Получены оценки дисперсии получасовых величин компонентов теплового баланса. Исследованы сезонные изменения суточного хода потоков  $H$  и  $LE$  в экосистемах НЕ и СВ.

### 4.2.1 Сезонная и межгодовая динамика турбулентных потоков тепла

Изменения турбулентных потоков тепла  $H$  и  $LE$  в период экспериментальных наблюдений характеризовались наличием ярко выраженного сезонного хода (Рисунок 38 и Рисунок 39). В зимние месяцы поток тепла  $H$  в НЕ варьировал в диапазоне от  $-3$  до  $3$  МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, а  $LE$  от  $-1$  до  $2$  МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. На СВ ряд зимних наблюдений был получен лишь для февраля 2018 г. Измерения на СВ показали, что потоки  $H$  и  $LE$  зимой изменялись в пределах от  $-1$  до  $1$  МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. В весенние месяцы происходило увеличение суточных сумм  $H$  и  $LE$ , вызванное сезонным ростом  $Rn$ . Затраты тепла на турбулентный теплообмен увеличивались до середины мая, когда наблюдались сезонные максимумы суточных сумм (в

НЕ:  $11.0 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2016 г.,  $13.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г. и  $12.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2018 г.; на СВ:  $6.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2016 г.,  $4.7 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017;  $6.2 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  2018 г.). Затраты тепла на суммарное испарение весной увеличивались в пределах  $10 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ . Сезонный рост суточных сумм  $H$  и  $LE$  прерывался кратковременными периодами снижения величин потоков до  $0 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  для  $LE$  и отрицательных величин для  $H$ , связанных с низкими суточными суммами  $Rn$ . Особое внимание нужно обратить на то, что минимальные величины  $H$  и  $LE$  в 2018 году на СВ наблюдались в период снеготаяния (конец марта — начало апреля) на фоне больших сумм  $Rn$ , что может свидетельствовать о значительном вкладе затрат тепла на таяние снега в энергетическом балансе экосистемы для этого короткого периода времени. При этом в НЕ не было зафиксировано столь значительного снижения суточных сумм  $H$  и  $LE$  в период снеготаяния.

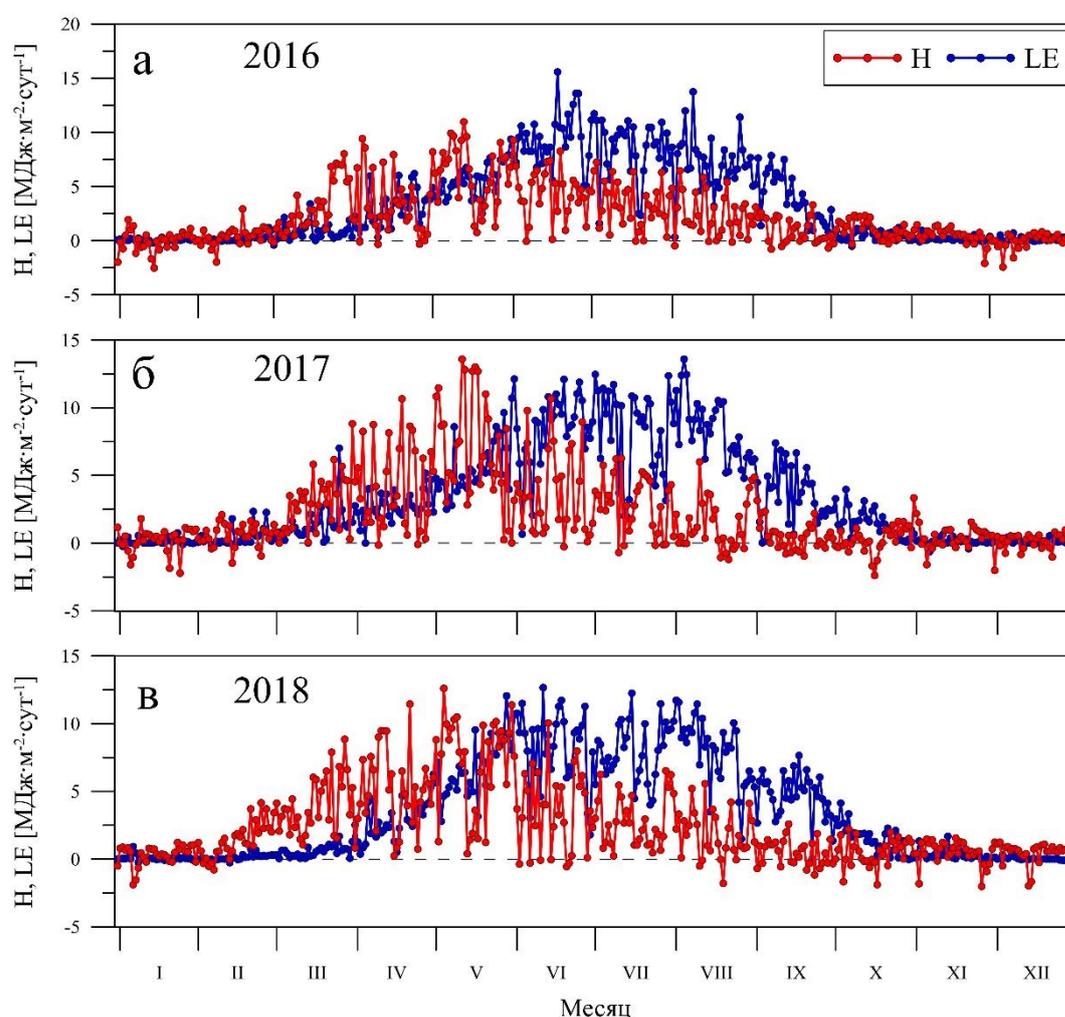


Рисунок 38. Суточные суммы потоков явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла в неморальном ельнике (НЕ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

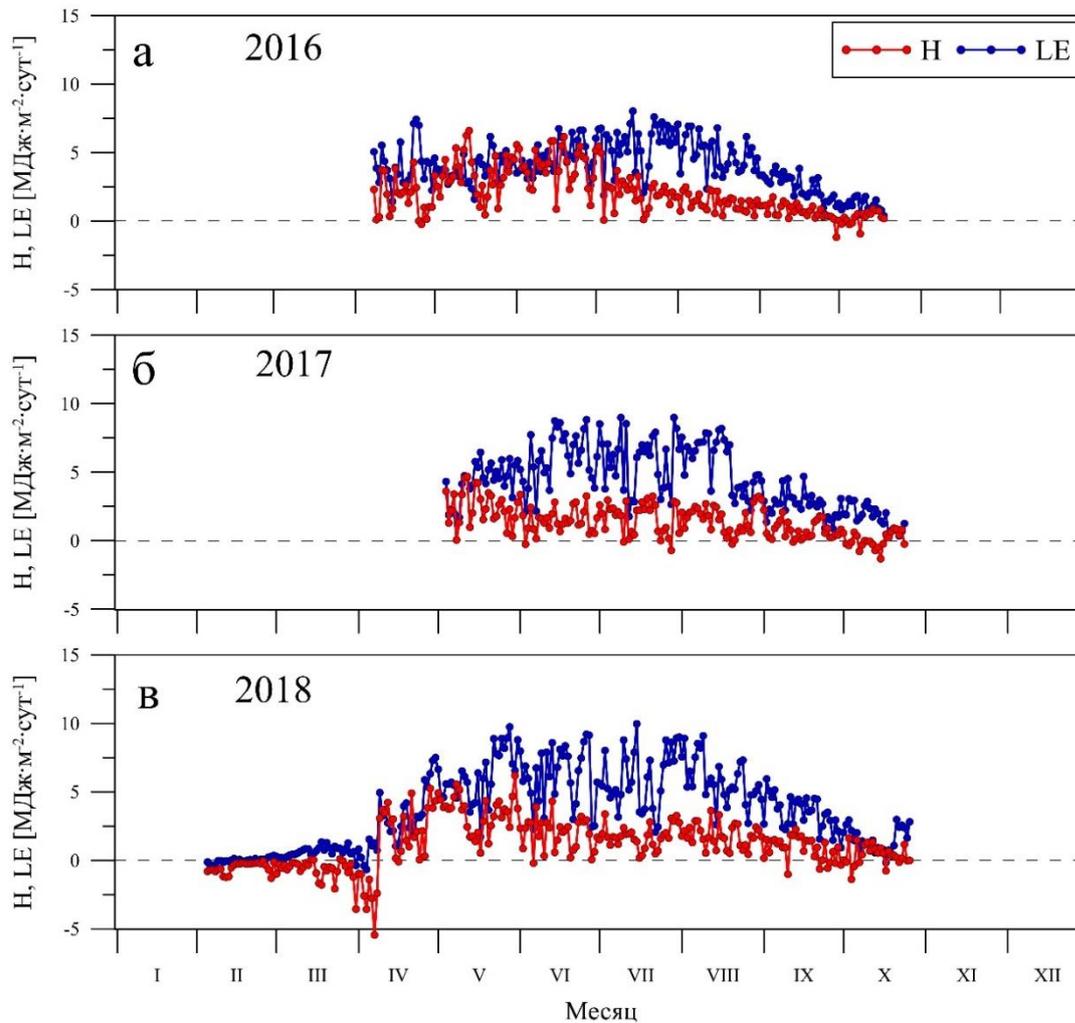


Рисунок 39. Суточные суммы потоков явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла на сплошной вырубке (СВ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

Начиная с июня, наблюдалось постепенное снижение суточных сумм  $H$ , при этом сезонный рост  $LE$  продолжался, в среднем, до июля. Максимальные величины суточных сумм  $LE$  отмечались в разные месяцы лета, как на фоне общего роста суточных сумм  $LE$ , так и общего их снижения: в 2016 г. в середине июня в НЕ ( $15.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ) и в середине июля на СВ ( $8.0 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ), в 2017 г. в начале августа в НЕ ( $13.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ) и в конце июля на СВ ( $9.0 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ), в 2018 г. в середине июня ( $12.6 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ) в НЕ и середине июля ( $10.0 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ ) на СВ. Исключением был 2016 г., когда рост  $LE$  на СВ, в отличие от роста  $LE$  в НЕ, продолжался до конца июля. Это может являться следствием значительного вклада транспирации влаги в суммарное испарение, поскольку периоды наблюдения максимальных величин  $LE$  соответствует периодам наблюдения максимальных величин  $LAI$  на СВ. В осенние месяцы происходило постепенное снижение суточных сумм потоков тепла до характерных для зимы величин. Основным фактором изменения суточных

сумм  $H$  и  $LE$  в сезонном ходе является изменчивость  $Rn$ . Корреляция суточных сумм  $H$  и  $Rn$  в НЕ составляла 77% в 2016 г., 76% в 2017 г. и 85% в 2018 г., а на СВ 84% в 2016 г., 80% в 2017 г. и 83% в 2018 г. (Рисунок 40 и Рисунок 41). Для суточных сумм  $Rn$  и  $LE$  корреляция составила в НЕ 88% в 2016 г., 80% в 2017 г. и 83% в 2018 г., а на СВ 88% в 2016 г., 94% в 2017 г. и 96% в 2018 г. (Рисунок 42 и Рисунок 43).

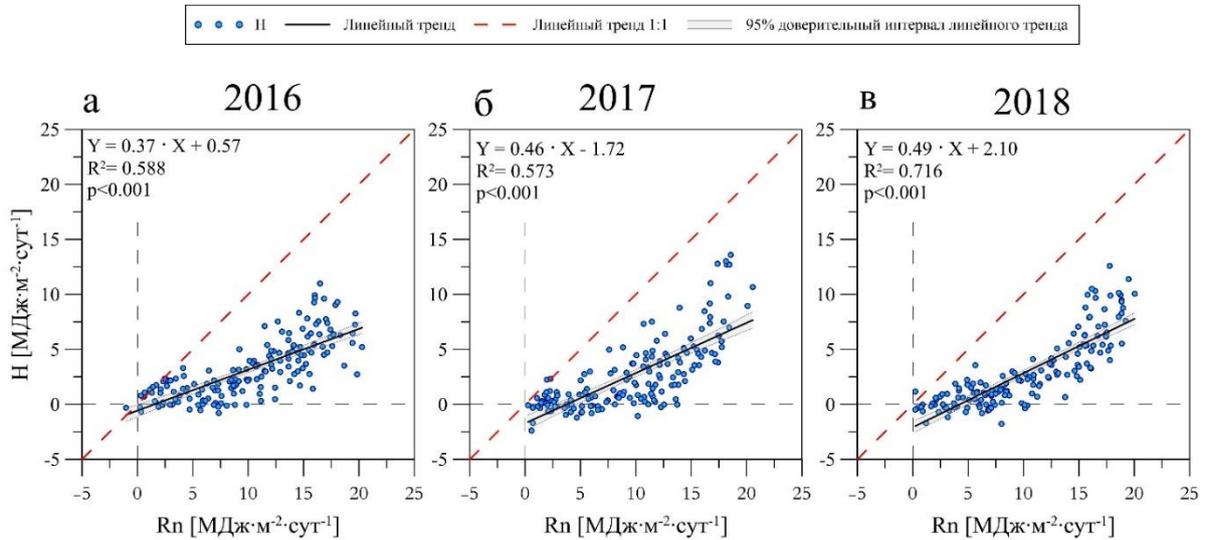


Рисунок 40. Зависимость суточных сумм потока явного тепла ( $H$ ) от суточных сумм радиационного баланса ( $Rn$ ) в неморальном ельнике (НЕ) в период 06.05 – 18.10 2016 г. (а), 2017 г. (б) и 2018 г. (в).

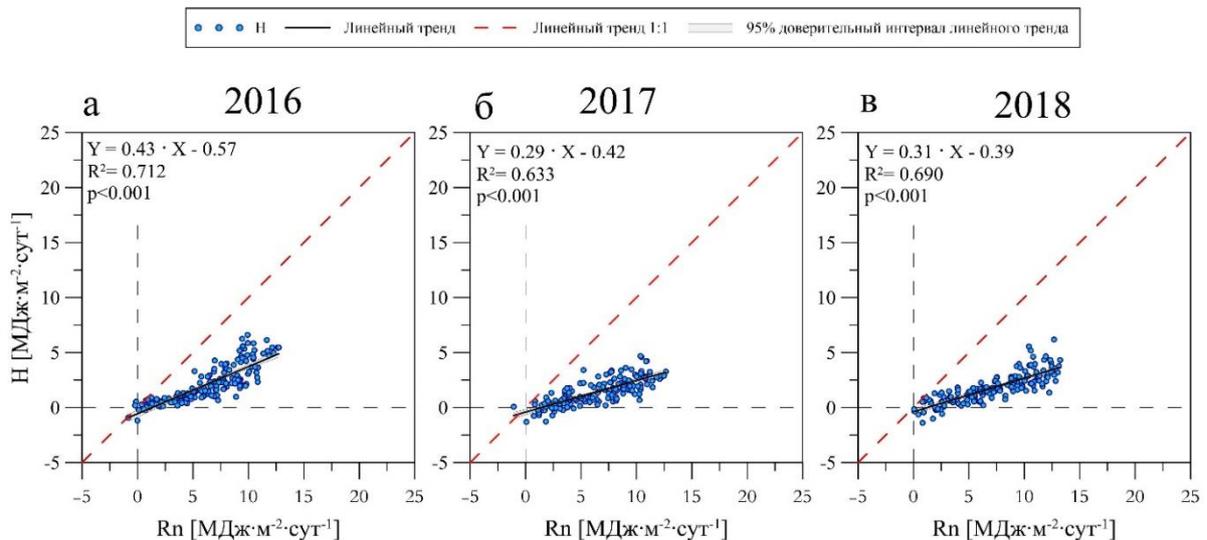


Рисунок 41. Зависимость суточных сумм потока явного тепла ( $H$ ) от суточных сумм радиационного баланса ( $Rn$ ) на сплошной вырубке (СВ) в период 06.05 – 18.10 2016 г. (а), 2017 г. (б) и 2018 г. (в).

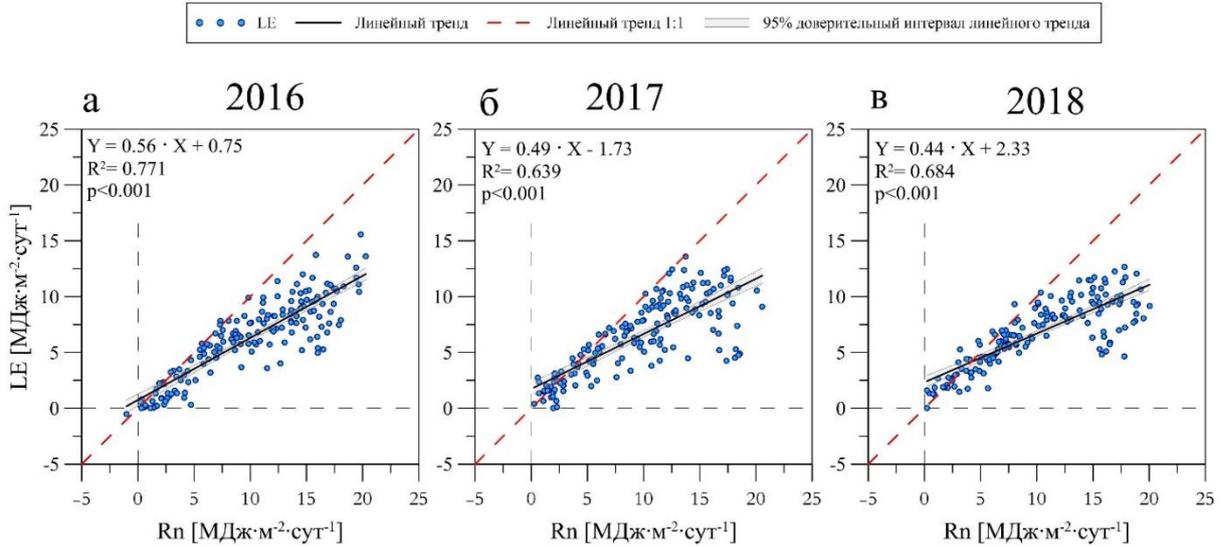


Рисунок 42. Зависимость суточных сумм потока скрытого тепла ( $LE$ ) от суточных сумм радиационного баланса ( $Rn$ ) в неморальном ельнике (HE) в период 06.05-18.10 2016 г. (а), 2017 г. (б) и 2018 г. (в).

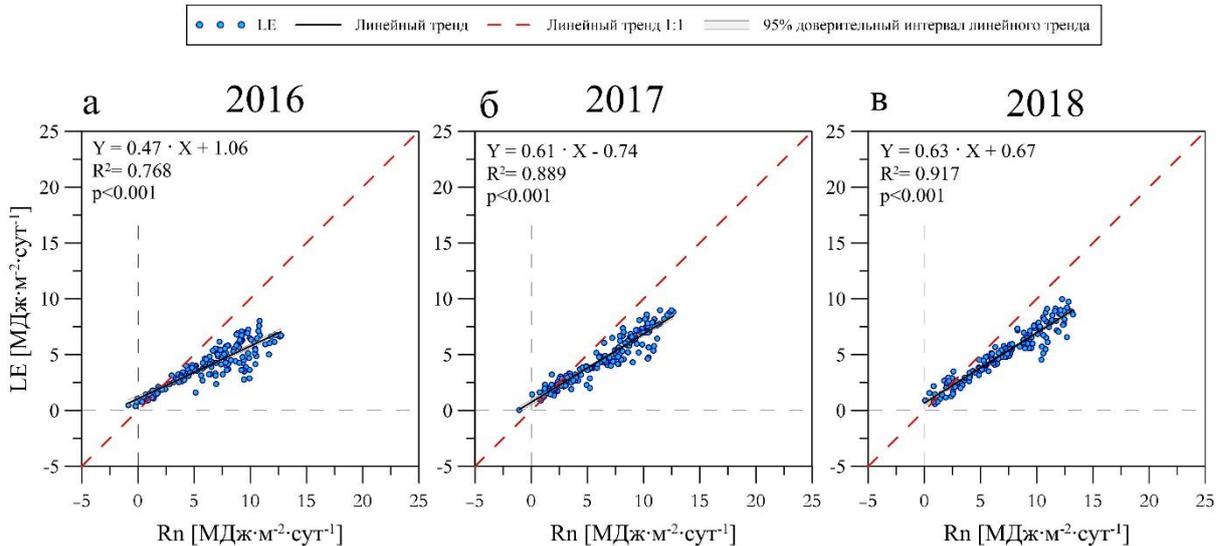


Рисунок 43. Зависимость суточных сумм потока скрытого тепла ( $LE$ ) от суточных сумм радиационного баланса ( $Rn$ ) на сплошной вырубке (CB) в период 06.05 – 18.10 2016 г. (а), 2017 г. (б) и 2018 г. (в).

Снижение  $Rn$  и суммарного испарения после вырубке леса приводят к изменению структуры расходной части теплового баланса, особенно в первый год после нарушения. Данные экспериментальных наблюдений в HE и на СВ показали, что среднее за период май — октябрь отношение потоков явного и скрытого тепла — отношение Боуэна ( $\beta=H/LE$ ) было меньше 1 во все три года наблюдений, что говорит о преобладании  $LE$  в расходной части теплового баланса в вегетационный период (Рисунок 44). Из-за небольших величин потоков

зимой резко возрастает погрешность определения  $\beta$ , поэтому данные за период с середины октября по апрель не учитывались при анализе. Максимальные величины отношения Боуэна наблюдались весной (а также в конце октября и в ноябре). При этом, если в мае средняя за декады величина  $\beta$  в НЕ превышала 1.5, то на СВ составляла около 1. В течение всего лета и до октября отношение Боуэна снижалось до 0.3, а в отдельные декады до 0.1. В целом, сезонные изменения  $\beta$  происходили синхронно в обеих экосистемах. Исключение составляет лишь июнь 2016 г., когда на СВ переход к преобладанию  $LE$  над  $H$  в структуре расходной части теплового баланса ( $\beta < 1$ ) произошёл на 2 недели позже, чем в НЕ. Это может быть следствием небольшого количества транспирирующей фитомассы весной первого года зарастания вырубki.

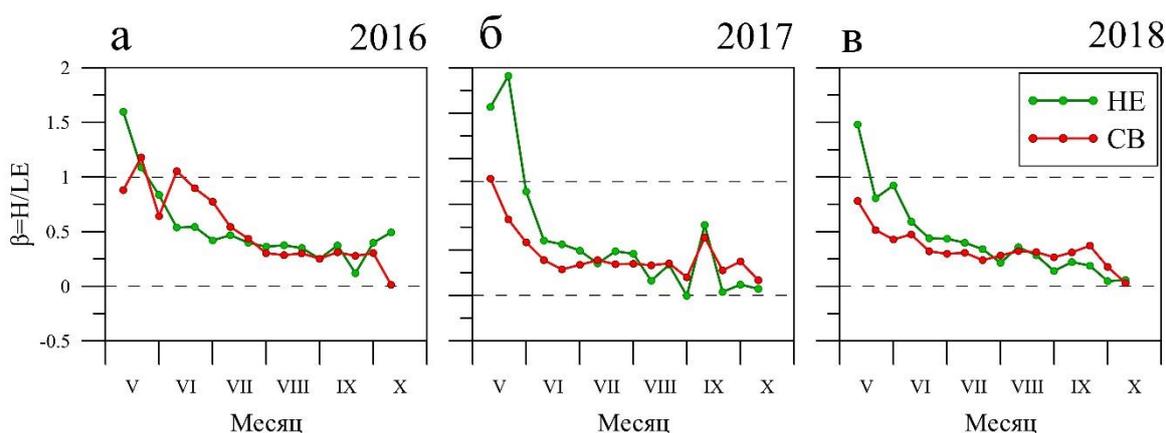


Рисунок 44. Средние за декады величины отношения Боуэна ( $\beta=H/LE$ ) в период с 6 мая по 18 октября в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

В среднем, за период 06.05 – 18.10 во все 3 года наблюдений суточные суммы  $H$  и  $LE$  в НЕ были статистически значимо больше суточных сумм  $H$  и  $LE$  на СВ (t-тест Стьюдента для зависимых выборок): для  $H$  и  $LE$ ,  $p < 0.01$  во все три года наблюдений. Средние суточные суммы  $H$  и  $LE$  в НЕ и на СВ за указанный период представлены на (Рисунок 45). Коэффициент вариации ( $C_v$ ) суточных сумм  $H$  превышал  $C_v$   $LE$  как в НЕ, так и на СВ, поскольку  $H$  крайне чувствителен к изменению  $Rn$ , для которого характерна значительная изменчивость суточных сумм. Причём коэффициент вариации суточных сумм потоков в НЕ был выше, чем на СВ.  $C_v$  суточных сумм  $H$  составил в среднем 1.07 в НЕ и 0.80 на СВ,  $C_v$   $LE$  составил в среднем 0.50 в НЕ и 0.46 на СВ.

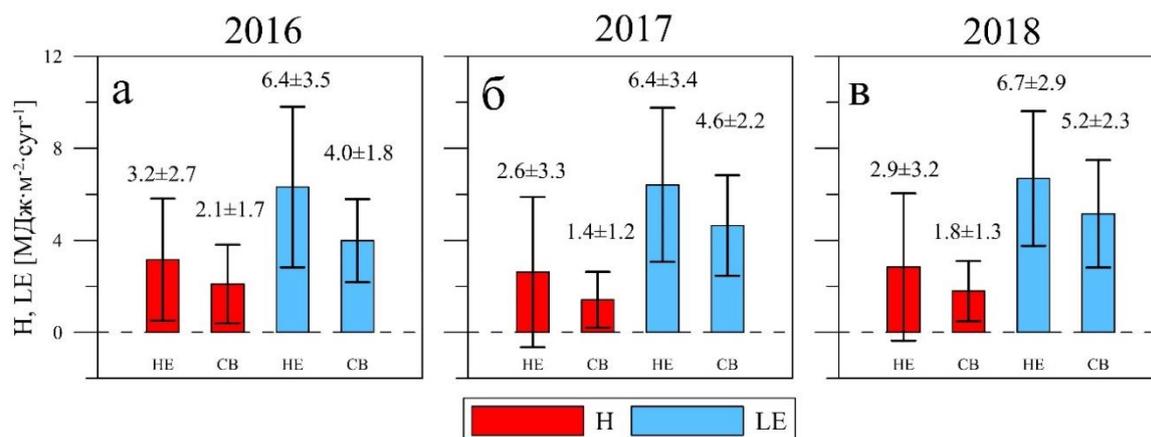


Рисунок 45. Средние за период 06.05 – 18.10 суточные суммы потоков явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг. Вертикальными линиями показана величина стандартного отклонения ( $\pm SD$ ).

Межгодовые различия между средними за период суточными суммами  $H$  и  $LE$  в HE и на CB отчётливо видны на уровне сезонных сумм. Основным фактором динамики  $H$  и  $LE$  был  $Rn$ . Кумулятивные суммы  $Rn$  и  $H$  за рассматриваемый период в HE были максимальны в 2016 и в 2018 гг. (Таблица 10). В 2017 г. наблюдались относительно низкие суммы  $Rn$  и  $H$  из-за большой повторяемости облачных погодных условий и относительно небольшого притока  $Rg$ . Несмотря на это, на CB наблюдалось увеличение  $Rn$  от года к году, однако сезонная сумма  $H$  также, как и в HE, снижалась из-за увеличения доли затрат тепла на суммарное испарение. В то время как в HE отмечался устойчивый рост  $LE$  от года к году, на CB рост  $LE$  был заметен только между первыми двумя годами зарастания.

Несмотря на значительные различия сезонных сумм потоков в 2016 г. между HE и CB, средние величины  $\beta$  в указанный период были достаточно близкими. В 2017 г. наблюдалось снижение  $\beta$  в обеих экосистемах, причём доля  $LE$  в расходной части теплового баланса на CB была больше, чем в HE. Величина  $\beta$  почти не претерпела различий между 2017 и 2018 гг. как в HE, так и на CB, несмотря на существенные отличия температурно-влажностного режима указанных лет.

Таблица 10. Суммы радиационного баланса ( $Rn$ ), потоков явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла и средняя величина отношения Боуэна ( $\beta=H/LE$ ) за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ).

	2016		2017		2018	
	НЕ	СВ	НЕ	СВ	НЕ	СВ
$Rn$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	1672.5	1033.3	1585.1	1060.4	1671.5	1182.4
$H$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	526.9	348.3	437.2	234.5	474.1	296.9
$LE$ [МДж·м <sup>-2</sup> ]	1054.8	661.5	1070.9	770.5	1116.6	855.2
$\beta$	0.50	0.53	0.41	0.30	0.43	0.35

Таким образом, анализ межгодовой и сезонной динамики потоков тепла в НЕ и на СВ показал, что вырубка леса в условиях южной тайги юго-запада Валдайской возвышенности приводит к снижению средних суточных сумм потоков  $H$  и  $LE$  в первые три года после нарушения, а также к снижению вариации суточных сумм  $H$  и  $LE$ . В то же время вырубка приводит к увеличению межгодовой изменчивости потоков тепла. При этом преобладающие  $LE$  в структуре расходной части теплового баланса лесной экосистемы на уровне сезонных сумм сохраняется. Сезонные изменения структуры теплового баланса характерны как для ненарушенной, так и для нарушенной лесных экосистем: в весенние месяцы наблюдается преобладание  $H$  над  $LE$ , а летом и осенью, напротив — преобладание  $LE$  над  $H$ .

#### 4.2.2 Сезонная динамика потока тепла в почву

Поток тепла в почву ( $G$ ) является важной составляющей теплового баланса, однако величина  $G$  на уровне суточных или сезонных сумм на порядок ниже  $H$  и  $LE$ . К сожалению, отсутствие данных о потоке тепла в почву на СВ до августа 2016 г. ограничивает сравнение  $G$  между экосистемами в первый год наблюдений. В целом, сезонные изменения суточных сумм в НЕ и на СВ были синхронны и характеризовались одинаковой амплитудой сезонного хода. Исключение составляет лишь 2018 г., когда максимумы  $G$  в НЕ превышали максимумы  $G$  на СВ на величину порядка 1 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. В среднем, поток тепла в почву был стабилен при наличии устойчивого снежного покрова, изменяясь в пределах от  $-1$  до 0 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (Рисунок 46).

Изменчивость суточных сумм  $G$  объясняется, в первую очередь, межсуточной вариацией  $Rn$ . Коэффициент корреляции суточных сумм  $Rn$  и  $G$  в период 06.05 – 18.10 в первые два года был ниже в НЕ (0.75 в 2016 г., 0.54 в 2017 г. и 0.64 в 2018 г.), при этом на СВ коэффициент корреляции суточных сумм  $Rn$  и  $G$  уменьшался от года к году (0.78 в 2016 г., 0.64 в 2017 г., и 0.63 в 2018 г.). Чувствительность  $G$  экосистем к изменению  $Rn$  была

максимальна в бесснежный период. Наибольшие величины  $G$  наблюдались в мае (около 2 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>), когда  $Rn$  был максимальным. Годовые минимумы (до -1.5 МДж·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>) соответствовали осенним месяцам (октябрь, ноябрь), когда  $Rn$  был преимущественно отрицательным, при том, что устойчивый снежный покров к этому времени еще не успевал сформироваться.

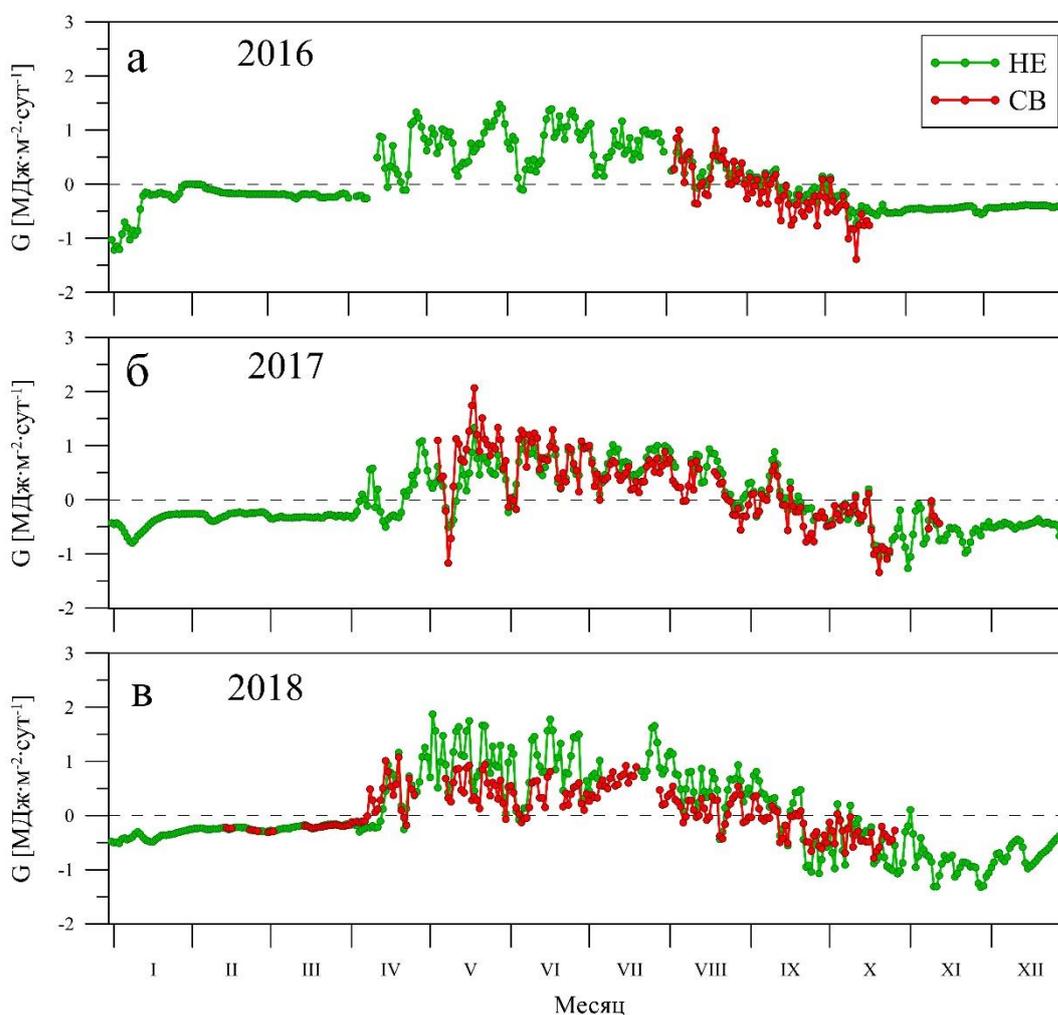


Рисунок 46. Суточные суммы потока тепла в почву ( $G$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

В качестве другого фактора величины  $G$  может рассматриваться  $SWC$ , поскольку влагосодержание почвы оказывает влияние на её теплофизические свойства. Коэффициент корреляции суточных сумм  $G$  и  $SWC$  в HE составил 0.65 в 2016 г., 0.06 в 2017 г. и 0.59 в 2018 г. На CB коэффициент корреляции суточных сумм  $G$  и  $SWC$  был 0.06 в 2016 г., 0.10 в 2017 г., 0.25 в 2018 г. Снижение корреляции  $G$  и  $SWC$  на CB скорее всего связано с тем, что в первый год после нарушения изменения  $SWC$  были выражены слабо, поскольку из-за высокого уровня грунтовых вод верхние горизонты почвы были насыщены влагой. Этой же

причиной может объясняться низкая корреляция  $G$  и  $SWC$  в НЕ в 2017 г., в которой отмечалось аномально высокое увлажнение.

Результаты экспериментальных наблюдений показали, что суточные суммы  $G$  на порядок ниже суточных сумм других составляющих теплового баланса как в ненарушенной, так и в нарушенной лесных экосистемах. Основным фактором изменения суточных сумм  $G$  НЕ и СВ является  $Rn$ . Влияние изменений  $SWC$  на  $G$  экосистем было значительно ниже, особенно в периоды с избыточным увлажнением.

#### 4.2.3 Суточный ход составляющих теплового баланса

Компоненты теплового баланса характеризовались выраженной суточной изменчивостью. Суточный ход  $H$ ,  $LE$  и  $G$ , также, как и сезонный ход, определялся, в первую очередь,  $Rn$ . Особенности суточного хода компонентов теплового баланса наиболее выражены в летние месяцы, например, в июле (Рисунок 47), поскольку большой приток солнечной радиации в светлое время суток обеспечивает значительную амплитуду суточных изменений компонентов теплового баланса. Минимальные величины наблюдались ночью и были, в среднем, для июля  $-40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  для  $H$ ,  $-20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$   $LE$ , и около  $3 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  для  $G$  в НЕ. Дневные максимумы приходились на послеполуденное время 12:00 – 14:00 (МСК) и составляли, в среднем, в НЕ около  $150 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$   $H$ , от  $250 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. до  $290 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г.  $LE$  и от  $13 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2017 до  $21 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г.  $G$ . Причём, суточные экстремумы  $G$  в НЕ были смещены относительно экстремумов  $Rn$  на 1 – 2 ч: суточный минимум наблюдался около 5:00 (МСК), а максимум около 15:00 – 15:30 (МСК).

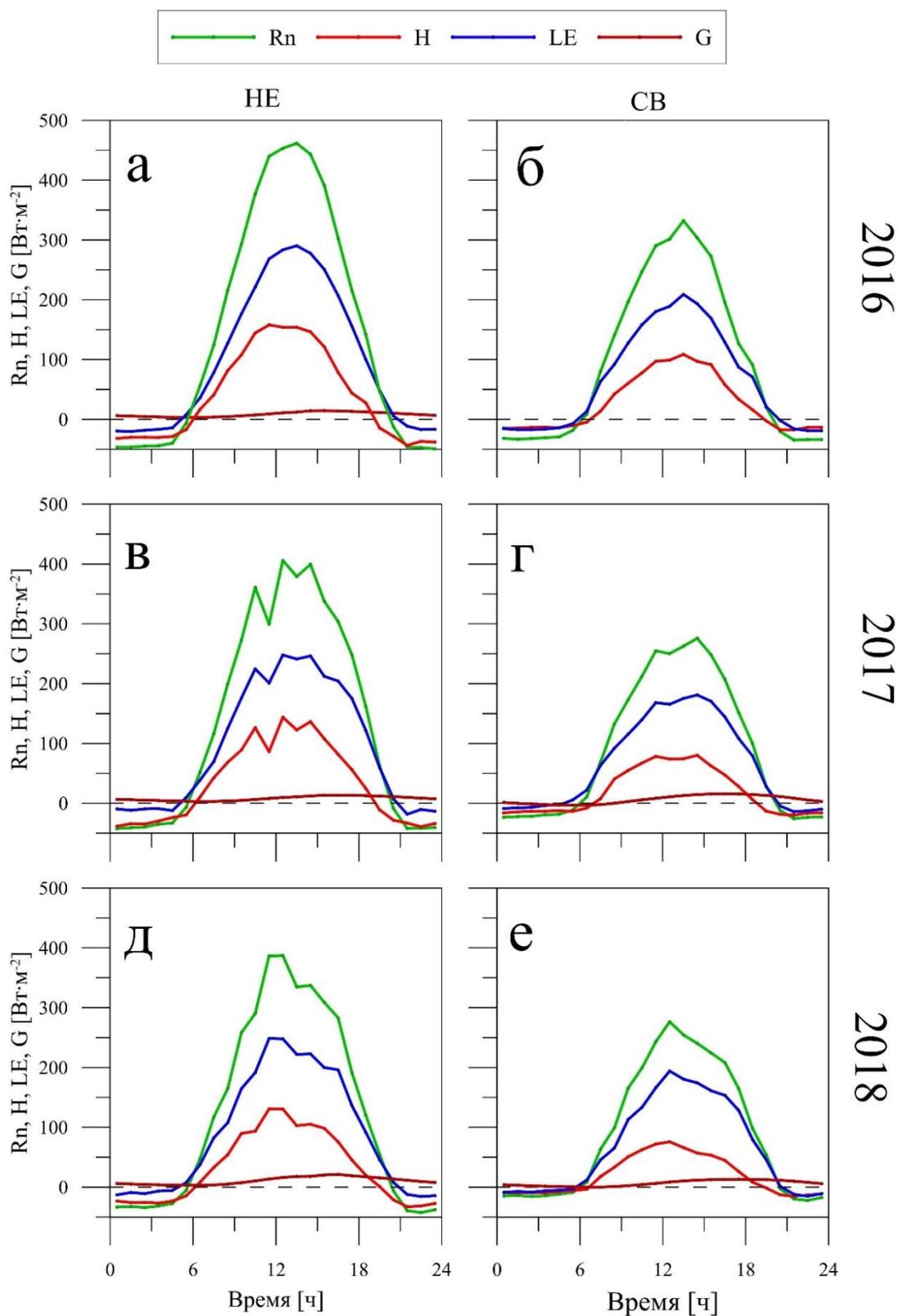


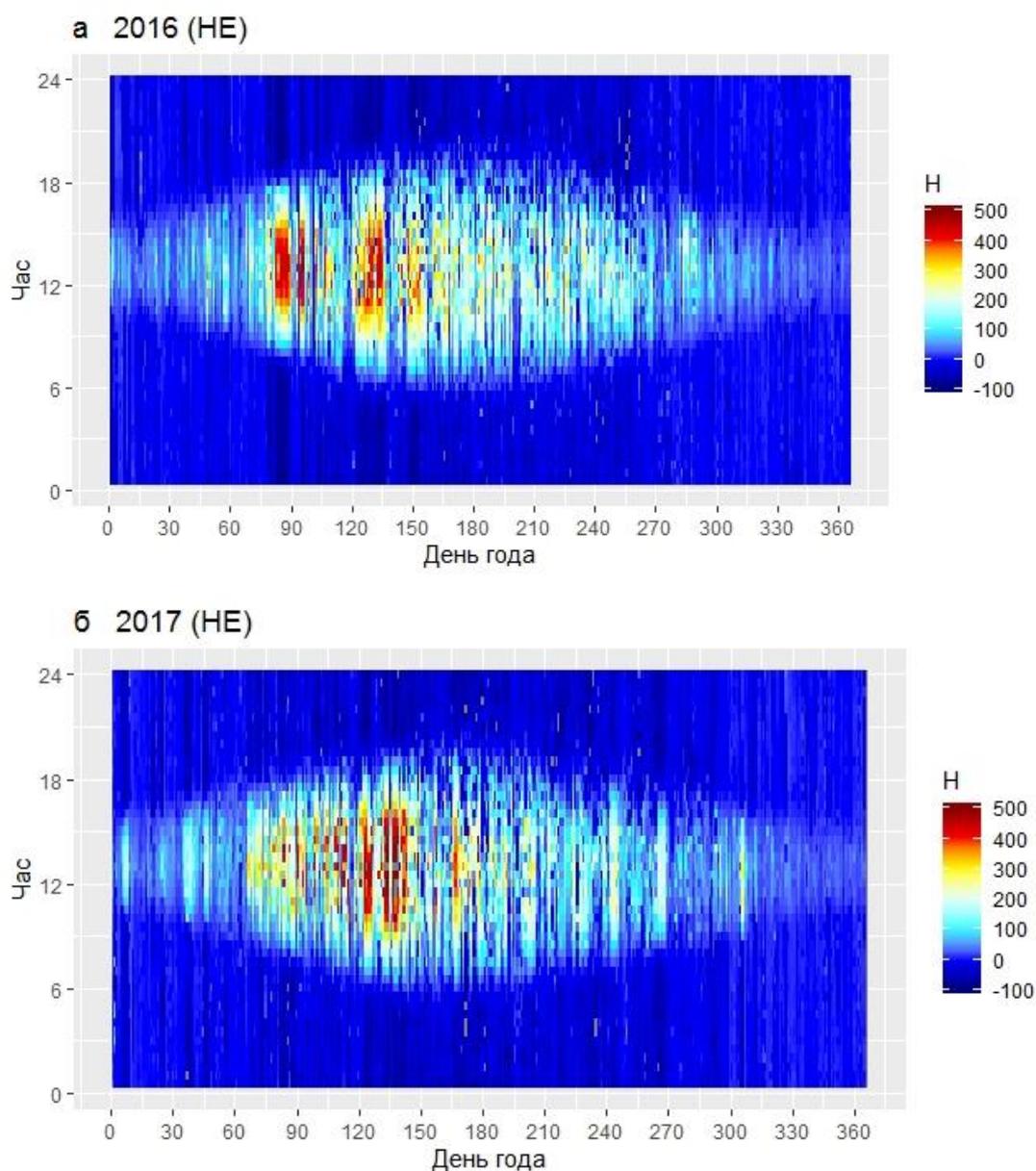
Рисунок 47. Средний суточный ход компонентов теплового баланса: радиационного баланса ( $Rn$ ), потока явного тепла ( $H$ ), потока скрытого тепла ( $LE$ ) и потока тепла в почву ( $G$ ) в неморальном ельнике (HE) (а, в, д) и на сплошной вырубке (CB) (б, г, е) в июле 2016, 2017 и в 2018 гг. соответственно.

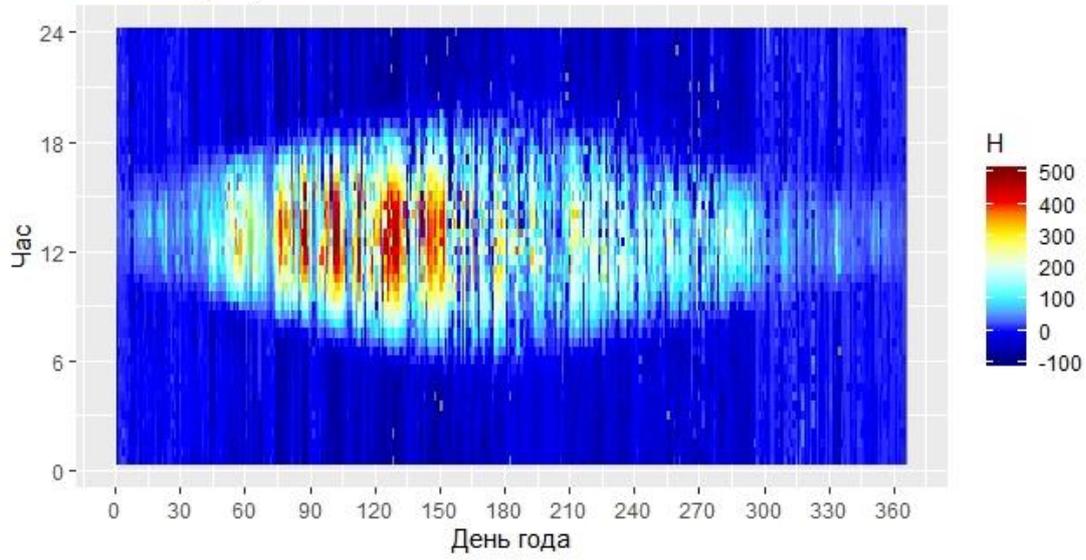
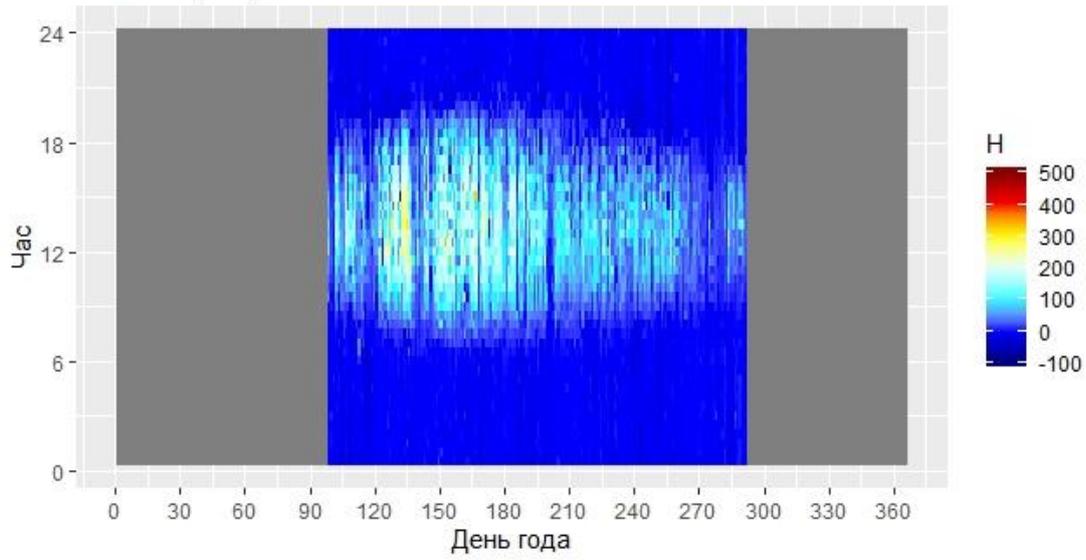
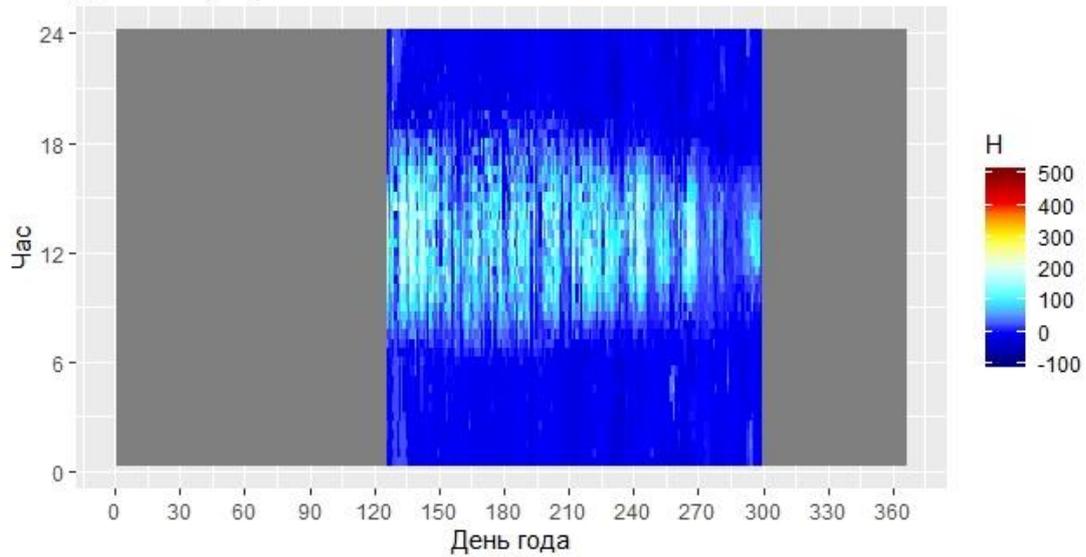
На СВ амплитуда суточных колебаний компонентов теплового баланса была меньше, чем в НЕ, но при этом время наблюдения экстремумов совпадало. Суточный минимум  $H$  составлял от  $-17 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г. до  $-21 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2017 г.,  $LE$  около  $0 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .  $G$  в июле 2016 г. не измерялся, а в 2017 г. суточный минимум был около  $-3 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  и около  $3 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. Средний суточный максимум  $H$  на СВ также, как и в НЕ снизился от  $109 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2016 г. до  $77 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. Максимум  $LE$  в 2016 г. составлял  $209 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , в 2017 г.  $187 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , а в 2018 г. достигал  $203 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . В 2017 г. и в 2018 г. суточный максимум  $G$  в среднем был около  $15 - 16 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Таким образом, суточная амплитуда  $G$  в НЕ изменялась от 10 до  $20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , а на СВ сохранялась постоянной — около  $13 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .

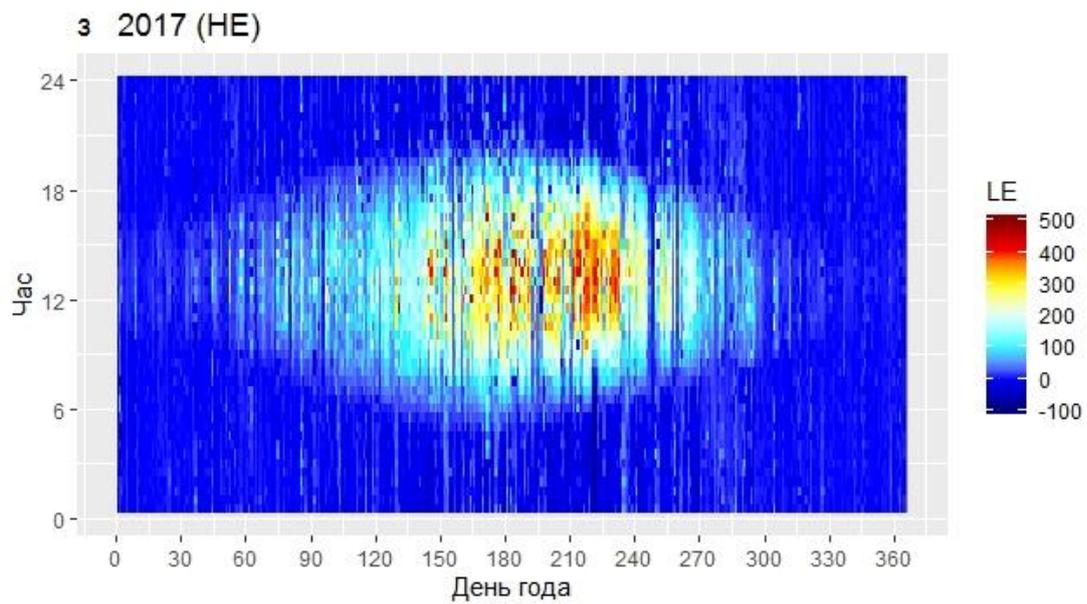
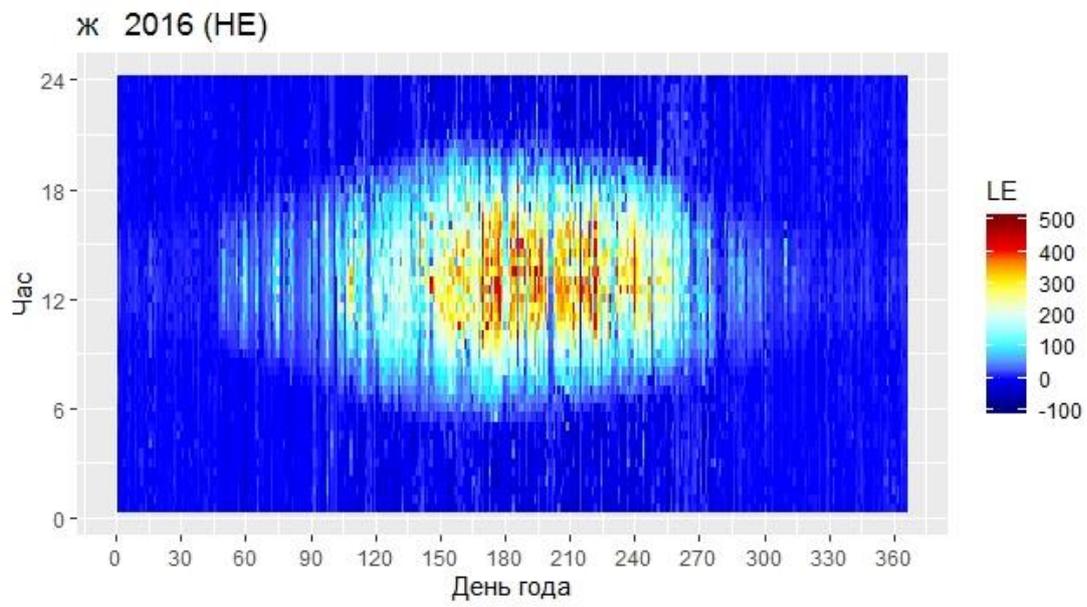
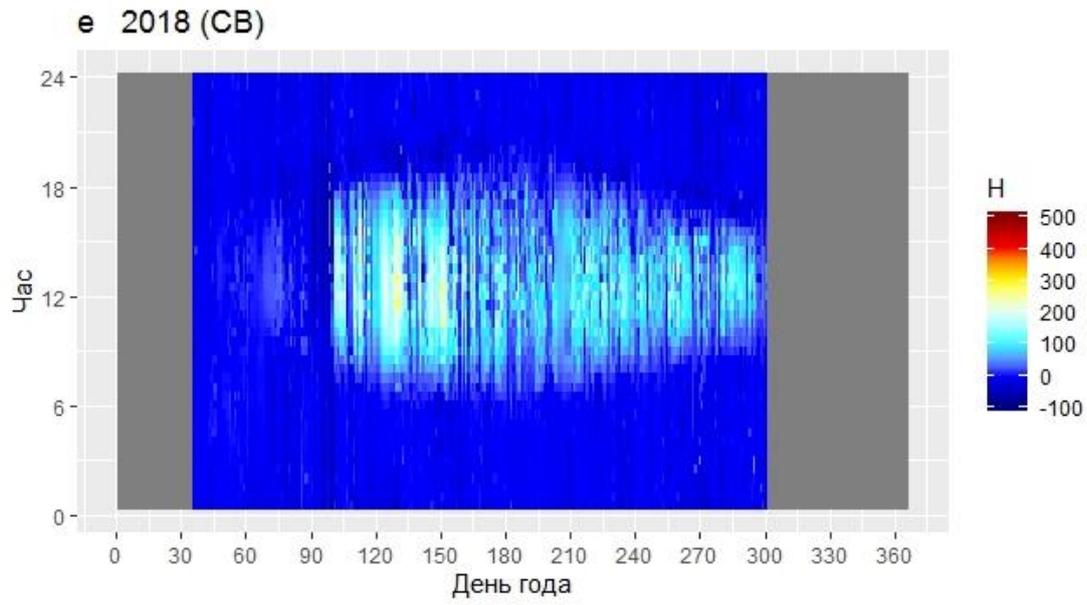
Стандартное отклонение ( $SD$ ) варьировало пропорционально изменению средних величин потоков в течение суток. В НЕ  $SD H$  и  $LE$  в ночное время составляло около  $20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , днём достигало  $100 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  для  $H$  и  $130 - 140 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  для  $LE$ . На СВ в ночные часы  $SD H$  составляло около  $10 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  во все три года наблюдений. Стандартное отклонение  $LE$  в ночные часы изменялось от 10 до  $20 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Дневные максимумы величин  $SD H$  и  $LE$  изменялись следующим образом. Максимум  $SD H$  2016 г. составил  $63 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , в 2017 г.  $70 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  и  $43 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  2018 г., а  $SD LE$  увеличился от 79 в 2016 г. до  $117 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в 2018 г. Стандартное отклонение  $G$  было достаточно небольшим, порядка  $3 - 5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  в НЕ и  $3 - 6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  на СВ.

Изменение суточного хода турбулентных потоков тепла в течение выбранных лет можно оценить с помощью тепловых карт (Рисунок 48). Максимальные величины  $H$  на 30-мин уровне осреднения наблюдались весной и превышали в отдельные дни  $400 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , при этом минимальные величины  $H$  опускались ниже  $100 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Важно отметить, что минимумы  $H$  также отмечались в весенние месяцы. Таким образом, максимальная суточная амплитуда  $H$  наблюдалась весной в дни с ясной погодой, для которых характерен значительный приток солнечной радиации в светлое время суток и выхолаживание деятельной поверхности ночью. Наименее выраженным суточный ход был зимой. Суточная амплитуда  $H$  в это время года составляла не более  $200 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Наибольший контраст между дневными и ночными величинами  $H$  наблюдался в 2018 г., когда тёплый период года характеризовался большой повторяемостью дней с ясной погодой. Как было показано на примере июля, суточный ход  $H$  на СВ характеризовался меньшей амплитудой, по сравнению с суточным ходом  $H$  в НЕ. Эта особенность сохранялась в другие месяцы периода наблюдений. Однако на тепловой карте  $H$  на СВ за 2018 г. (Рисунок 48 е) более отчётливо виден период снеготаяния (тёмная полоса). В этот короткий промежуток времени наблюдались отрицательные величины  $H$  не только в ночное, но и в дневное время. После схода снежного покрова отмечался резкий рост дневных величин  $H$ .

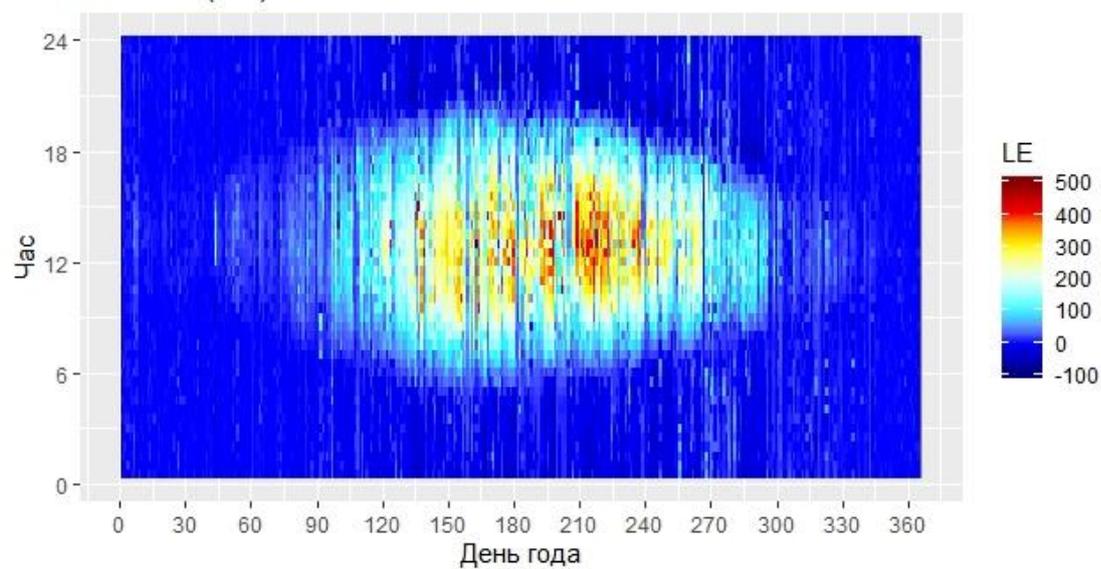
Поток  $LE$ , в отличие от  $H$ , достигал максимальных значений во второй половине лета (как правило, в июле, а в 2016 г. на СВ — в августе) и также превышал в отдельные дни 400  $Вт \cdot м^{-2}$ . Отрицательные величины  $LE$  фиксировались редко, но, как и минимумы  $H$ , наблюдались преимущественно летом. Зимой амплитуда суточного хода была выражена слабо:  $LE$  в течение суток изменялся пределах двух десятков  $Вт \cdot м^{-2}$ . Как и для  $H$  суточная амплитуда  $LE$  в НЕ была выше, чем на СВ как летом, так и зимой. Сезонное увеличение амплитуды  $LE$  в НЕ весной происходило без резких изменений, по мере роста  $Rn$ . На СВ увеличение амплитуды суточного хода происходило резко в период снеготаяния, что отражено на тепловой карте  $LE$  (Рисунок 48 м). Изменение амплитуды суточного хода осуществлялось, прежде всего, за счёт роста дневных величин потока  $LE$ .



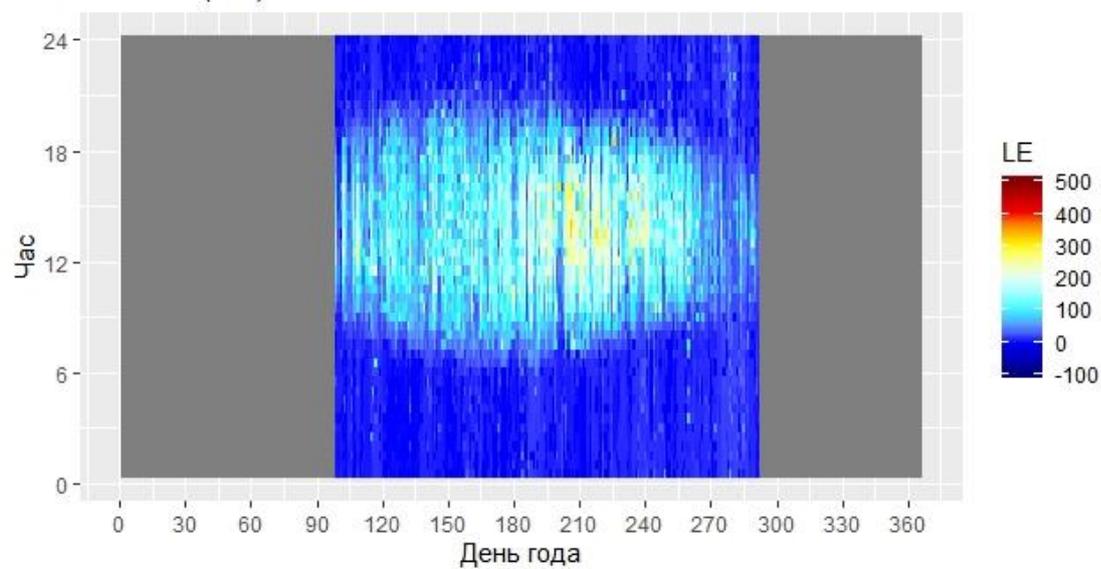
**в 2018 (HE)****г 2016 (CB)****д 2017 (CB)**



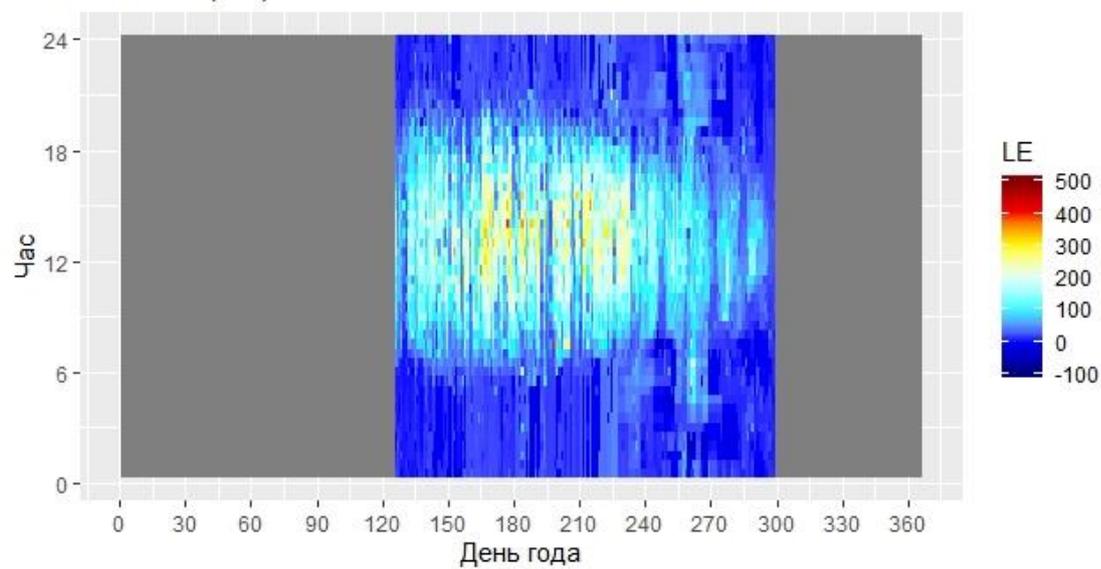
и 2018 (HE)



к 2016 (CB)



л 2017 (CB)



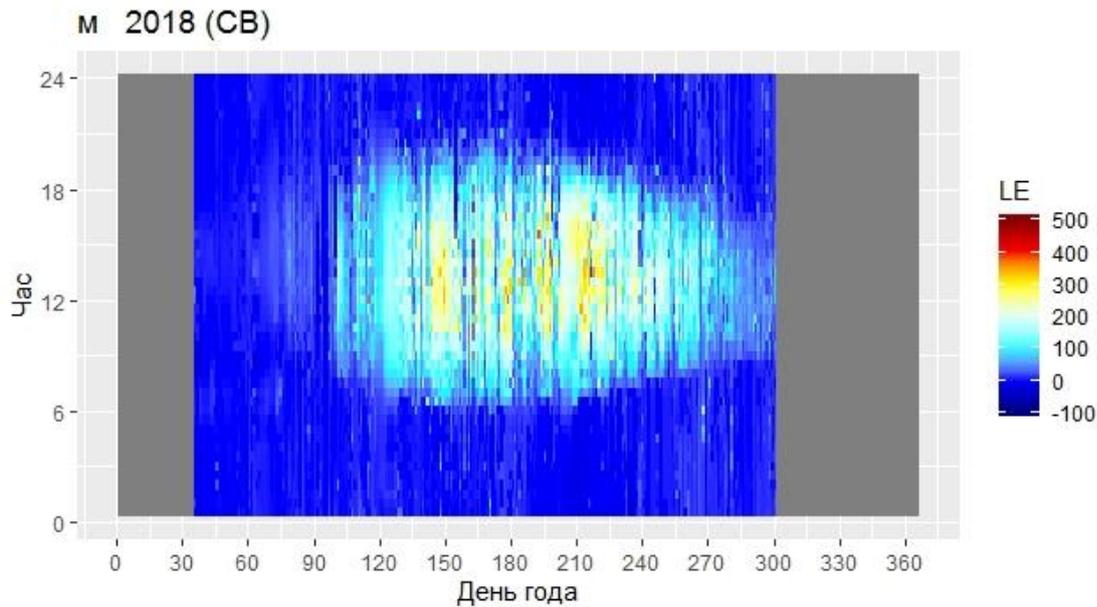


Рисунок 48. Тепловые карты средних за 30-мин интервалы времени величин потоков явного ( $H$ ) (а – е) и скрытого ( $LE$ ) (ж – м) тепла в неморальном ельнике (HE) (а – в, ж – и) и на сплошной вырубке (CB) (г – е, к – м) в 2016, 2017 и 2018 гг. Величины представлены в  $[Вт \cdot м^{-2}]$ .

Результаты экспериментальных наблюдений за компонентами теплового баланса в экосистемах HE и CB показали, что сплошная вырубка неморального ельника в условиях южной тайги приводит к снижению амплитуды суточного хода  $Rn$ ,  $H$  и  $LE$  как в зимние, так и в летние месяцы. Небольшая амплитуда суточного хода потоков тепла на CB, в первую очередь, обусловлена низкими величинами  $Rn$ ,  $H$  и  $LE$  светлого времени суток. Для суточного хода компонентов теплового баланса характерны сезонные изменения. Амплитуда суточной изменчивости максимальна летом и минимальна зимой. В HE изменения амплитуды суточного хода  $Rn$ ,  $H$  и  $LE$  происходят постепенно, а на CB наиболее выражены в период схода снежного покрова.

#### 4.2.4 Обсуждение

Низкая, относительно HE, энергообеспеченность CB является причиной наблюдаемых различий между суточными суммами потоков  $H$  и  $LE$  экосистем. В первый год наблюдений суточные суммы  $H$  на CB были ниже на 34%, а  $LE$  на 37%, во второй год  $H$  на CB был ниже на 46%, а  $LE$  на 28%, в третий год  $H$  и  $LE$  были ниже на 37% и 23% соответственно. По мере зарастания вырубки различия суточных сумм  $LE$  экосистем сокращались, в то время как значительного сокращения различий суточных сумм  $H$  не наблюдалось. Результаты большого количества экспериментальных исследований в условиях бореальных лесов показали, что удаление зрелого древостоя и смена фитоценоза

приводит значительным изменениям потоков тепла, которые вызваны как снижением  $Rn$ , так и суммарного испарения экосистемы, а, следовательно, и  $LE$ . Например, (Amiro, 2001) отмечал, что в июле, на свежей сплошной вырубке тополя осинообразного и тополя бальзамического в штате Альберта (Канада) величины  $LE$  были на 54% ниже, чем в зрелом древостое. Kowalski et al. (2003) получил, что величины  $LE$  сплошной вырубке сосны приморской первого года зарастания, на юго-западе Франции были на 44% ниже, чем в зрелом 28-летнем сосняке и на 40% ниже, чем в 31-летнем. Для вырубке 5-го года зарастания сосны обыкновенной в Финляндии были получены величины  $LE$  на 13% ниже, чем в зрелом древостое (Rannik et al., 2002).

В вышеупомянутом исследовании (Amiro et al., 2001), а также по данным измерений на вырубке сосны Банка (*Pinus banksiana*) 7-го года зарастания в штате Саскачеван (Канада) (Amiro et al., 2006) указывается на снижение  $H$  относительно ненарушенных экосистем на 45% и 28% соответственно. В то же время по оценкам (Kowalski et al., 2003)  $H$  на сплошной вырубке был выше, чем в 28-летнем древостое на 50% и выше на 80%, чем в 31-летнем. Rannik et al. (2002) также отмечал, что  $H$  на сплошной вырубке был выше, чем в зрелом сосняке на 58%. Различные оценки приводятся и по соотношению между затратами тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой и затратами тепла на суммарное испарение в нарушенных лесных экосистемах.

В рамках настоящего исследования во все годы наблюдений отмечалось преобладание  $LE$  в расходной части уравнения теплового баланса, причём, как в НЕ ( $\beta=0.50$  в 2016 г, 0.41 в 2017 г, 0.43 в 2018 г), так и на СВ ( $\beta=0.53$  в 2016 г, 0.30 в 2017 г, 0.35 в 2018 г). Нужно заметить, что полученные величины  $\beta$  для НЕ согласуются с оценками  $\beta$  других ненарушенных лесных экосистем. По результатам обобщения данных сети FLUXNET (Wilson et al., 2002),  $\beta$  в хвойных лесах изменяется в диапазоне 0.5 – 1.2, а в широколиственных — в диапазоне 0.25 – 0.6 (Ольчев и др., 2017). В то же время  $\beta$  СВ оказалось ниже оценок, полученных для других экосистем вырубок ранних лет восстановления (Рисунок 49). Например, Kowalski et al. (2003) зафиксировал преобладание  $H$  в расходной части теплового баланса в течение первого года зарастания ( $\beta=1.04$ ), для сравнения  $\beta$  в 28-летнем и 31-летнем древостоях составило 0.39 и 0.35 соответственно. В течение трёх лет наблюдений на свежей сплошной вырубке ели европейской и ели сизой (*Picea glauca*) в штате Массачусетс (США) было отмечено снижение  $\beta$  вегетационного периода от 1.0 в первый год до 0.17 в третий. Для заболоченной вырубке сосны обыкновенной, берёзы пушистой и ели европейской в Финляндии Korkiakoski et al. (2019) получил величины  $\beta$  порядка 2.6 – 1.0 в первый год зарастания и 0.6 – 1.0 во второй. Для вырубке 3-го года зарастания в смешанном хвойно-широколиственном лесу с преобладанием различных видов сосны, ели, пихты, клёна, дуба и берёзы в штате Онтарио (Канада)

McCaughey (1985) получил  $\beta = 0.4 - 0.8$ , а в зрелом древостое  $0.2 - 1.0$ . Полученные на СВ величины  $\beta$  оказались и ниже тех, что наблюдались в нарушенных экосистемах более поздних лет зарастания. Например, в работе Rannik et al. (2002) была зафиксирована величина  $\beta$  около 0.47 на сплошной вырубке 5-го года зарастания и 0.26 для зрелого сосняка. Amiro et al. (2006) получил величину  $\beta$  для вегетационного периода 7-го года зарастания 2.0, а 8-го года 1.7, при этом зрелый древостой имел  $\beta=2.0$  во все годы измерений. Необходимо заметить, что практически все оценки  $\beta$  находятся в рамках диапазона изменчивости этого показателя для хвойных и широколиственных лесов согласно (Wilson et al., 2002).

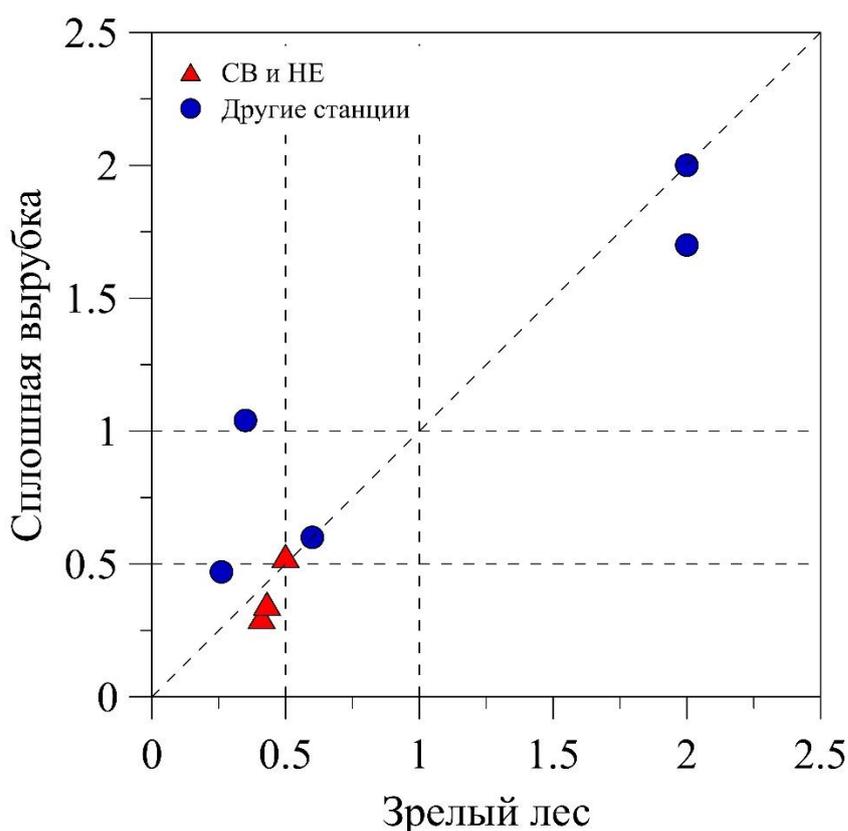


Рисунок 49. Соотношение между отношением Боуэна ( $\beta$ ) экосистем сплошных вырубок ранних лет зарастания и  $\beta$  соответствующих им зрелых древостоев по данным Amiro et al., 2006; Kowalski et al., 2003; McCaughey, 1985; Rannik et al., 2002 и результатов настоящего исследования.

Быстрое восстановление величин  $\beta$  после нарушения на СВ может объясняться высокими темпами зарастания и значительной ролью транспирации в суммарном испарении в условиях достаточной обеспеченности теплом и влагой. Уже в первый вегетационный период  $LAI$  изменялся от  $0 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$  до  $2.6 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ , а во второй достиг  $4.5 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ . Быстрые темпы зарастания также отмечались Humphreys et al. (2006) и Paul-Limoges et al. (2015) на вырубке псевдотсуги Мензиса (*Pseudotsuga menziesii*) в Британской Колумбии (Канада). Так, на

второй год зарастания  $LAI$  достигал  $2.2 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ . Напротив, на вырубке сосны Банкаса 2-го года зарастания в штате Саскачеван (Канада), по данным (Zha et al., 2009),  $LAI$  не превышал  $0.18 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ . В таких условиях следует ожидать значительного вклада физического испарения в величину суммарного испарения.

Наиболее заметные межгодовые различия средних суточных величин  $H$ ,  $LE$  и  $\beta$  на СВ наблюдались между первым и вторым годами зарастания. Суточные суммы  $H$  2016 г. на СВ были выше величин  $H$  2017 и 2018 гг., несмотря на значительный контраст погодных условий 2017 и 2018 гг., а  $LE$ , напротив, ниже. Это свидетельствует о роли зарастания вырубки в первые годы после нарушения. В то же время (Matthews et al., 2017) указал на то, что межгодовые различия  $\beta$  на ветровале 4 – 7 гг. зарастания хвойно-широколиственного леса в Альпах (Австрия) в большей степени определялись параметрами окружающей среды, чем динамикой восстановления растительности. Таким образом, можно ожидать, что в последующие годы изменчивость погодных условий будет оказывать более значимое влияние на межгодовые изменения  $\beta$ , чем динамика восстановления растительности. Межсуточные изменения потоков тепла в НЕ были выше, чем на СВ, что объясняется большой амплитудой изменения  $Rn$  в НЕ. Доля потока тепла в почву ( $G$ ) в тепловом балансе экосистем слишком мала, чтобы оказывать существенное влияние на величины  $H$  и  $LE$ , однако в ряде исследований (например, Amiro, 2001; Amiro et al., 2006) сообщается о росте  $G$  в первые годы после вырубки леса.

Таким образом, анализ литературных источников показал, что снижение потоков  $H$  и  $LE$  в результате сплошной вырубки леса может быть характерно не только для ельников южной тайги, но и для других типов хвойных и широколиственных лесов, произрастающих в условиях умеренного климата. Результаты других экспериментальных исследований сообщают о возможном снижении  $LE$  в после рубки леса, в то же время  $H$  может как увеличиваться, так и снижаться в результате нарушения. Соотношение  $H$  и  $LE$  для нарушенных экосистем, соответствующих разным типам леса, также существенно отличаются. Относительно быстрое восстановление доли  $LE$  в структуре теплового баланса на СВ связано с высокой продуктивностью экосистем южной тайги (Исаченко, Лавренко, 1980) и с благоприятными условиями температурно-влажностного режима в годы наблюдений. Есть основание полагать, что в дальнейшие годы зарастания условия внешней среды будут оказывать более значимое влияние на величины потоков тепла и структуру теплового баланса, чем динамика восстановления растительности.

### 4.3 Энергообмен экосистем с атмосферой с позиции неравновесной термодинамики

В настоящем разделе приведены оценки основных экосистемных потоков термодинамической энтропии. Получены оценки продукции энтропии экосистем, связанные с диссипацией энергии длинноволновых и коротковолновых потоков радиации. Рассмотрена межгодовая изменчивость и различия баланса энтропии НЕ и СВ. Получены оценки эмпирически определяемой максимально возможной продукции термодинамической энтропии экосистем и проверена гипотеза о справедливости принципа максимума продукции энтропии. Рассмотрены особенности сезонной изменчивости отношения продукции термодинамической энтропии и определяемой эмпирически максимально возможной продукции термодинамической энтропии для НЕ и СВ.

#### 4.3.1 Результаты

Для анализа баланса энтропии был выбран период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно. Результаты расчётов показали, что составляющие баланса энтропии экосистемы были пропорциональны соответствующим им потокам энергии, за исключением  $J_{Rs}$ , поскольку несмотря на большие величины баланса коротковолновой энергии, солнечный свет обладает крайне низкой относительно потоков тепловой энергии энтропией (Рисунок 50). Таким образом, наиболее значимыми составляющими  $J$  являются потоки энтропии, связанные с потоками  $LE$ ,  $H$  и  $R_{l, net}$ . Последний имеет отрицательный знак, поскольку рассчитывается на основе разницы между потоками встречного излучения атмосферы и собственного излучения земли. Наименьший вклад в общий баланс вносят потоки энтропии, связанные с потоком тепла в почву, а также накоплением энергии в результате фотосинтеза и её высвобождением при дыхании. Сезонный и суточный ход потоков энтропии полностью повторяет сезонный и суточный ход соответствующих им потоков энергии и потому не требует дополнительного рассмотрения. В среднем, все основные потоки энтропии были больше в НЕ на 19%. Однако, в 2017 г.  $J_{Rl}$  на СВ был больше на 20%, а в 2018 г.  $J_{TER}$  на СВ превышал  $J_{TER}$  НЕ на 38%. Межгодовые различия составляющих  $J$  были пропорциональны межгодовым различиям, соответствующих им потоков.

Наибольший вклад в общий баланс энтропии экосистемы вносит  $EP$ , особенно та её часть, которая связана с преобразованием коротковолновых потоков радиации. Для сравнения,  $EP_{Rs}$  в НЕ за рассматриваемый период составила  $7.6 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2016 г.,  $7.3 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2017 г. и  $8.0 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2018 г., а  $EP_{Rl}$  0.03, 0.03 и 0.05  $\text{Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно. Для потоков энтропии СВ были характерны величины тех же

порядков:  $EP_{Rs}$  составила  $5.4 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2016 г.,  $5.2 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2017 г. и  $5.9 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2018 г., а  $EP_{Rl}$  0.06, 0.04 и  $0.05 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$  в 2016, 2017 и 2018 гг. соответственно.

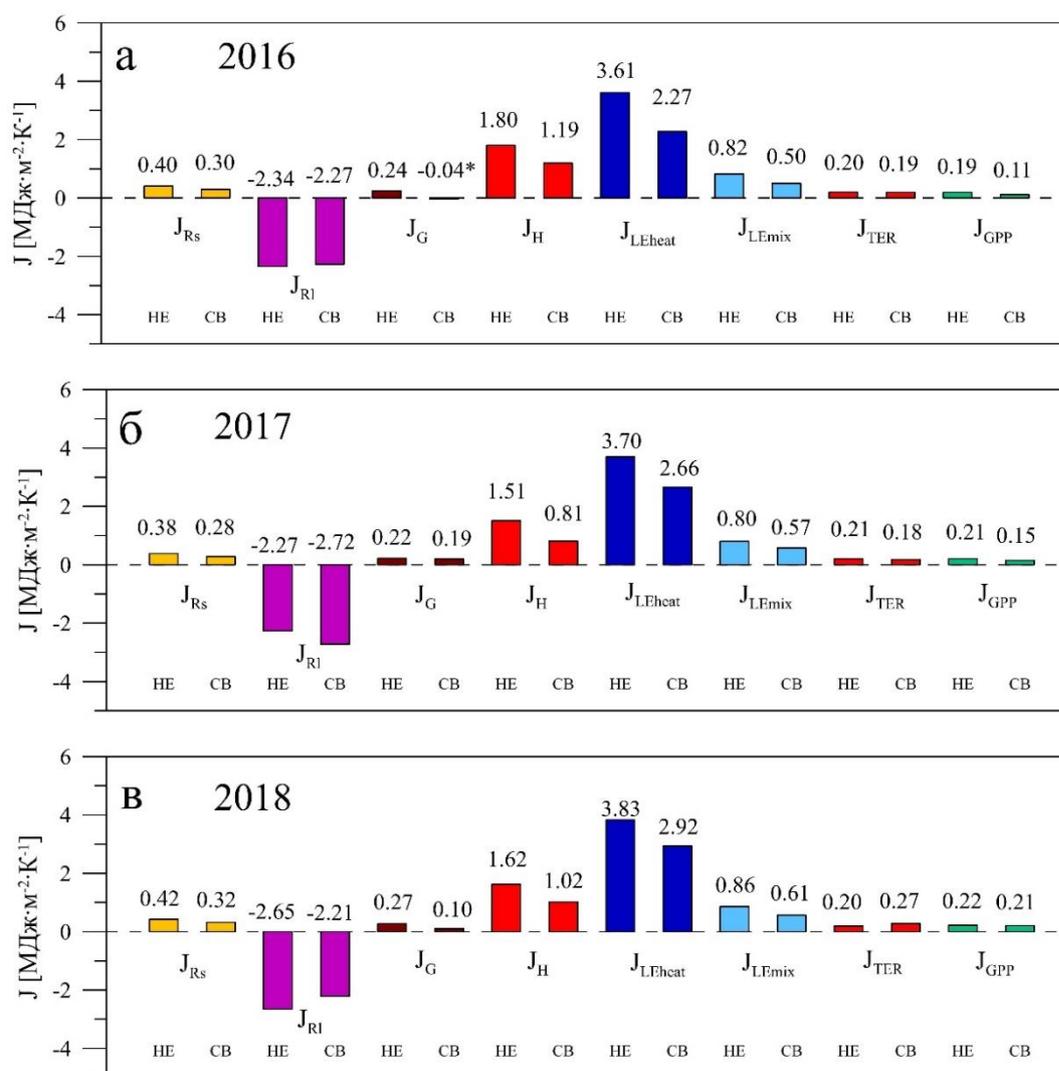


Рисунок 50. Суммы входящих и исходящих потоков термодинамической энтропии ( $J$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) за период 06.05 – 18.10 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг. Здесь,  $J_{Rs}$ ,  $J_{Rl}$ ,  $J_G$ ,  $J_H$ ,  $J_{LEheat}$ ,  $J_{LEmix}$ ,  $J_{TER}$ ,  $J_{GPP}$  потоки энтропии, связанные соответственно с коротковолновым балансом, длинноволновым балансом, потоком тепла в почву, затратами тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой, переносом скрытого тепла, затратами энергии на перемешивание частиц сухого и влажного воздуха, затратами энергии на дыхание и накоплением энергии в процессе фотосинтеза.  
\* — Сумма  $J_G$  на CB в 2016 г была рассчитана по данным измерений 03.08 – 18.10.

В общем балансе энтропии экосистемы (Рисунок 51) продукция энтропии, связанная с преобразованием коротковолновой солнечной радиации, компенсируется её оттоком, в основном, посредством турбулентных потоков тепла и длинноволнового излучения. Таким

образом, поддерживается близкий к нулю отрицательный баланс термодинамической энтропии экосистемы. В течение рассматриваемого периода трёх лет наблюдений в НЕ наблюдался стабильный отрицательный баланс энтропии, в то же время на СВ  $dS/dt$  изменялся от года к году, но также оставался отрицательным. На уровне средних суточных сумм были получены достоверно значимые различия между НЕ и СВ все годы измерений ( $t$ -тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$ ). В 2016 и 2018 гг. средние суточные суммы  $dS/dt$  в НЕ были достоверно ниже, а в 2017 г. достоверно выше. На СВ наблюдалось снижение  $dS/dt$  в 2017 г. относительно 2016 г., что было обусловлено прежде всего ростом потоков  $LE$  при снижении средней температуры воздуха и соответственно ростом  $J_{LEheat}$  (+0.62 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>) и  $J_{LEmix}$  (+0.12 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>) на фоне снижения поступления  $R_g$  и соответственно, снижением  $EP_{Rs}$  (-0.26 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>), а также снижением  $J_{RI}$  (-0.45 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>). Изменение знака  $dS/dt$  на положительный в 2018 г. обусловлено ростом  $R_g$  и соответственно ростом  $EP_{Rs}$  (+0.73 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>), а также увеличением  $T_a$ , при котором произошло резкое уменьшение  $J_{LEheat}$  (-2.11 МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>), несмотря на рост  $LE$ . Также увеличился и  $J_{RI}$  (+0.51 Дж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup>).

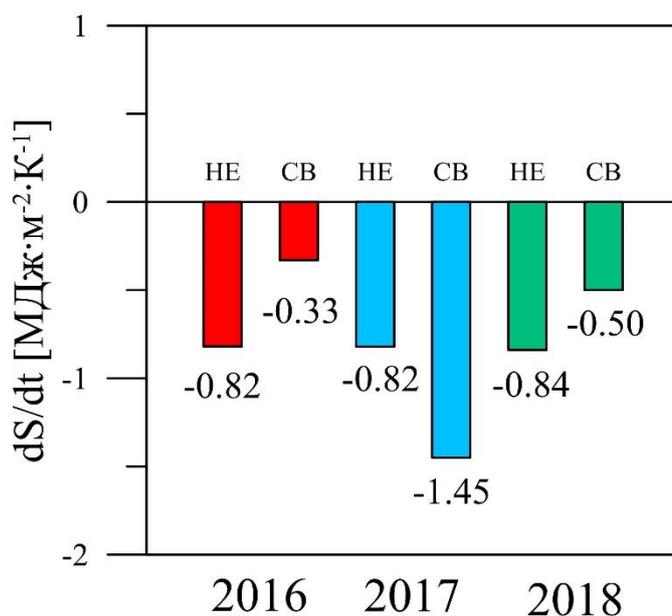


Рисунок 51. Баланс термодинамической энтропии экосистем ( $dS/dt$ ) неморального ельника (НЕ) и сплошной вырубке (СВ) в 2016, 2017 и 2018 гг. за период 06.05 – 18.10.

Согласно принципу «максимума продукции энтропии» на ранних стадиях сукцессии отношение  $EP$  к максимально возможной величине продукции энтропии, а в данном случае к эмпирически определяемой величине максимально возможной продукции энтропии

(*ЕМЕР*) должно быть меньше, чем для экосистем более поздних стадий сукцессии. Результаты сравнения *EP* с *ЕМЕР* для НЕ и СВ в рамках настоящего исследования соответствуют данному принципу. Суточные суммы продукции энтропии в НЕ во все годы исследования были достоверно выше (Рисунок 52) *EP* на СВ в период 06.05 – 18.10 (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$  во все годы наблюдений).

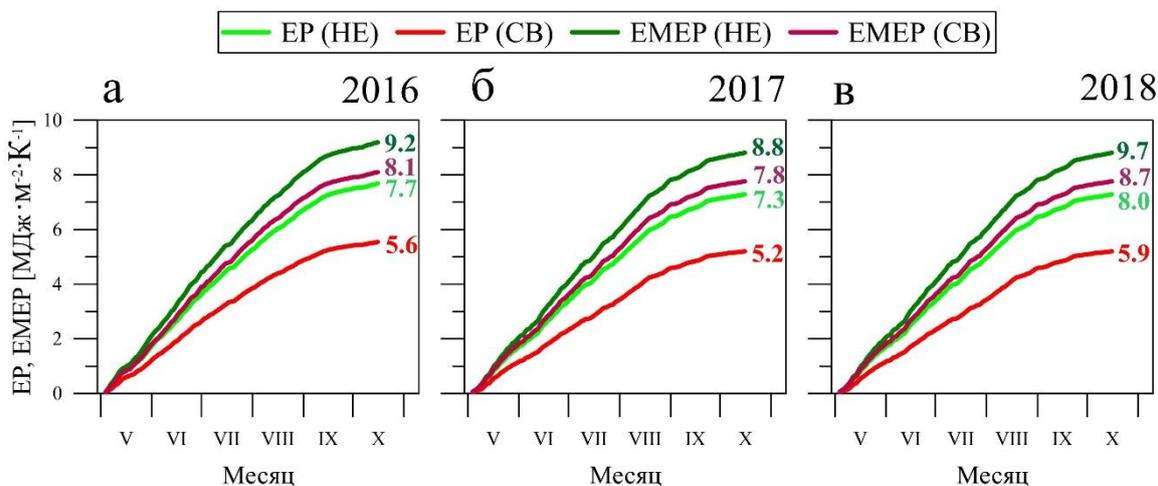


Рисунок 52. Кумулятивные суммы продукции энтропии (*EP*), связанной с преобразованием коротковолновых и длинноволновых потоков радиации и определяемой эмпирически, максимально возможной продукции энтропии (*ЕМЕР*) в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) за период 06.05 – 18.10 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг.

Сезонный ход отношения *EP/ЕМЕР* во многом повторял ход альбедо. Минимумы соответствовали зимним месяцам (Рисунок 53). В НЕ отношение *EP/ЕМЕР* зимой опускалось до 0.7, а на СВ и вовсе до 0.1 и ниже. Летом отношение *EP/ЕМЕР*, следуя динамике альбедо в НЕ, стабильно составляло порядка 0.9, а на СВ изменялось от 0.7 до 0.8. В среднем, за период 06.05 – 18.10 отношение *EP/ЕМЕР* составило в НЕ 0.91 во все три года наблюдений, а на СВ наблюдался постепенный рост (0.75 в 2016 г., 0.76 в 2017 г. и 0.77 в 2018 г.).

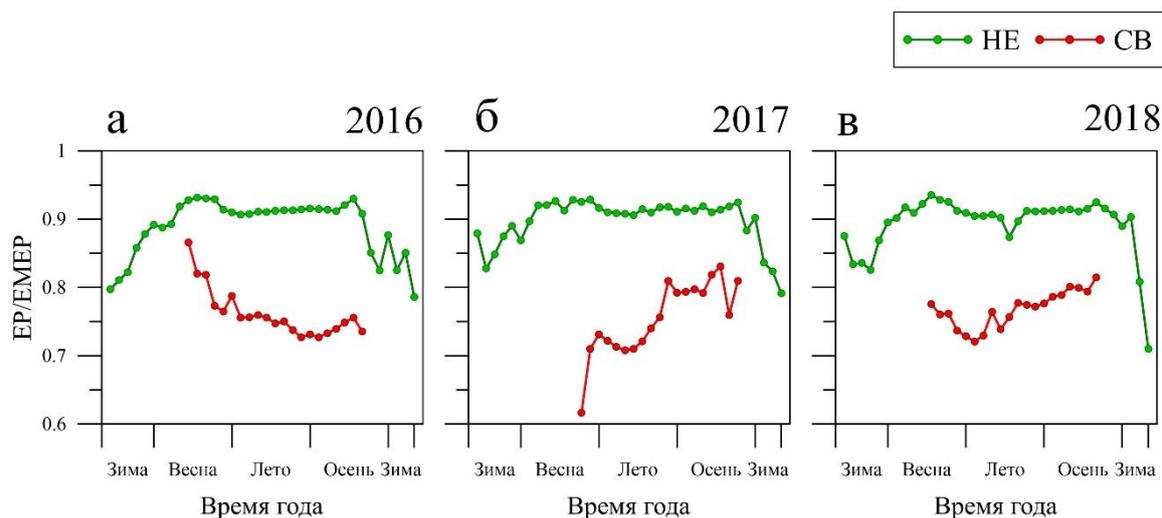


Рисунок 53. Средние за декады величины отношения продукции энтропии ( $EP$ ), связанной с преобразованием коротковолновых и длинноволновых потоков радиации, к определяемой эмпирически, максимально возможной продукции энтропии ( $EMEP$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) за период 06.05 – 18.10 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг. Для CB показаны только величины, соответствующие бесснежному периоду.

Анализ компонентов баланса энтропии HE и CB показал, что основным источником энтропии в экосистемах неморального ельника и сплошной вырубке служит продукция энтропии, связанная с преобразованием суммарной солнечной радиации в тепловую энергию. Обмен энтропией экосистем с атмосферой осуществляется, в первую очередь, через потоки  $LE$ ,  $H$  и эффективное излучение. Сплошная вырубка приводит к росту изменчивости  $\alpha$  экосистемы и, как следствие, к межгодовым вариациям баланса энтропии. Отношение  $EP/EMEP$  для нарушенной лесной экосистемы оказалось ниже, чем для ненарушенной во все три года наблюдений, что соответствует принципу «максимума продукции энтропии».

#### 4.3.2 Обсуждение

Анализ бюджета энтропии HE и CB показал, что для данных экосистем характерен близкий к нулю отрицательный баланс энтропии в пределах от  $-1$  до  $0$  МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup> для HE и в пределах  $-2$  до  $0$  МДж·м<sup>-2</sup>·К<sup>-1</sup> на CB. Этот результат согласуется с существующими в настоящий момент представлениям о потоках и продукции термодинамической энтропии в нарушенных и ненарушенных лесных экосистемах (Aoki, 2008; Brunsell et al., 2011; Lin, 2015; Wiesner et al., 2019). В частности, по результатам исследования баланса энтропии сосняков на территории США и Канады (Lin, 2015) также отмечалось, что баланс энтропии экосистем был отрицателен, причём на сплошных вырубках величина  $dS/dt$  была выше, чем в зрелых

ненарушенных древостоях. По мнению (Lin, 2015), это могло быть вызвано сразу несколькими причинами. Во-первых, альbedo зрелых хвойных лесов ниже, чем альbedo нарушенных лесных экосистем, а значит, больше солнечной энергии преобразуется деятельным слоем, во-вторых, диссипация энергии в зрелом лесу происходит эффективнее, поскольку большая доля поглощённой солнечной радиации переходит в высокоэнтропийную энергию  $H$  и  $LE$ . В-третьих, в периоды засухи корневая система зрелого древостоя имела доступ к грунтовым водам больших глубин, чем корневая система восстанавливающихся вырубков, способствуя увеличенной транспирации и соответственно  $J_{LEheat}$ .

В настоящем исследовании величины баланса энтропии экосистемы СВ отличались от величин баланса энтропии НЕ как в меньшую, так и в большую сторону, значительно варьируя год от года. При этом средняя годовая величина баланса энтропии в НЕ была стабильна, несмотря на контрастность погодных условий в годы наблюдений. Основным фактором наблюдаемых различий  $J$  является высокая межгодовая изменчивость суммарного испарения и связанного с ним  $J_{LEheat}$ . Расчёт потоков энтропии показал, что поток  $LE$  является основным механизмом высвобождения энтропии экосистемы во внешнюю среду, как в НЕ, так и на СВ, наряду с эффективным длинноволновым излучением ( $LW_{out} - LW_{in}$ ) и потоком  $H$ . Ключевая роль  $LE$  в диссипации энергии также обсуждалась в ряде работ (Holdaway et al., 2010; Lin, 2015; Lin et al., 2016; Song et al., 2013). Например, (Lin et al., 2016) относит  $H$  и  $LE$  к числу основных факторов регуляции приземной температуры воздуха и трендов её изменения в зависимости от стадии сукцессии. Holdaway et al. (2010) выделяет  $LE$  как эффективный способ диссипации излишков энергии в условиях достаточного увлажнения и связывает увеличение продукции энтропии в процессе восстановительной сукцессии экосистемы с ростом  $LE$ .

Продукция энтропии и отношение  $EP/EMEP$  НЕ по результатам расчётов оказались выше, чем на СВ во все годы наблюдений, что соответствует принципу «максимума продукции энтропии». Согласно этому принципу, ожидается, что продукция энтропии экосистемы самых ранних стадий сукцессии будет меньше, чем на поздних стадиях, когда продукция энтропии приближается к максимально возможной для данных условий окружающей среды. В дальнейшем деградация экосистемы может привести к снижению продукции энтропии (Holdaway et al., 2010; Lin, 2015; Stoy et al., 2014 a). Для описания связи продукции энтропии экосистемы с возрастом древостоя была предложена модель логистической кривой (Skene, 2013). Экспериментально о снижении продукции энтропии экосистем, представленных перестойными древостоями, было показано в (Lin, 2015; Stoy et al., 2014 a). Поскольку возраст деревьев в НЕ превышает 170 лет, можно ожидать, что наблюдаемые величины отношения  $EP/EMEP$  (0.91) не являются максимально возможными в сукцессионном ряду неморального ельника южной тайги. Кроме того, продукция энтропии

экосистемы может отражать историю нарушений (Brunsell et al., 2011; Skene, 2013). Также существует гипотеза, согласно которой максимальная продукция энтропии наблюдается при средней нарушенности древостоя (Naveh, Whittaker, 1980; Skene, 2013). Однако, необходимо заметить, что собранного к настоящему моменту, экспериментального материала о термодинамике экосистем недостаточно, чтобы подтвердить справедливость данных гипотез (Holdaway et al., 2010; Lin, 2015; Skene, 2013).

Полученные различия  $EP$  в экосистемах HE и CB, а также отношения  $EP/EMEP$  соответствуют результатам (Lin, 2015; Stoy et al., 2014 a). В частности, анализ данных 64 станций сети FLUXNET, проведённый (Stoy et al., 2014 a), показал, что как для бореальных, так и для тропических лесов в условиях достаточного увлажнения, представленных зрелыми древостоями, характерны величины отношения  $EP/EMEP$  от 0.9 и выше. Основным фактором величины продукции энтропии является значение альбедо (Holdaway et al., 2010; Kuricheva et al., 2017; Skene, 2013; Stoy et al., 2014 a; Wiesner et al., 2019) и величина отношения Боуэна. Роль отношения Боуэна объясняется тем, что  $LE$  является более эффективным способом диссипации энергии, чем  $H$ , поскольку рост  $H$  во многом определяется разностью между температурой поверхности и температурой воздуха. Таким образом, увеличение доли  $LE$  в расходной части теплового баланса увеличивает диссипацию энергии экосистемой (Holdaway et al., 2010). Кроме того, (Brunsell et al., 2011; Miedziejko, Kędziora, 2014) связывали продукцию энтропии с количеством растительности и рядом биометрических показателей (например,  $LAI$ ). Согласно (Holdaway et al., 2010), рост продукции энтропии по мере развития (восстановления) экосистемы происходит как в результате снижения альбедо, так и в результате развития корневой системы и способности деревьев получать влагу из более глубоких слоёв почвы, увеличивая тем самым суммарное испарение.

#### 4.4 Выводы по главе

1. Сплошная вырубка приводит к увеличению альбедо подстилающей поверхности как в летний, так и в зимний периоды. Средняя величина альбедо неморального ельника в вегетационный период составляет  $8\pm 1\%$ , а альбедо сплошной вырубки  $24\pm 6\%$ . В период с наличием устойчивого снежного покрова альбедо сплошной вырубки превышает 90%, а неморального ельника составляет менее 35%
2. Вырубка леса снижает количество поглощённой радиации и приводит к формированию более низких значений радиационного баланса по сравнению с ненарушенным лесом. В период с мая по октябрь радиационный баланс сплошной

вырубки на 39% в первый год зарастания, на 33% во второй и на 30% в третий был ниже, чем в лесу

3. Сплошная вырубка уменьшает турбулентный теплообмен экосистемы с атмосферой. Потoki явного тепла на сплошной вырубке в период с мая по октябрь были ниже на 34% в первый год зарастания, на 46% во второй и на 37% в третий, а потоки скрытого тепла на сплошной вырубке были ниже на 37%, 28% и 23% в первый, второй и третий годы зарастания соответственно.
4. Вырубка леса не приводит к изменению соотношения между потоками явного и скрытого тепла (отношение Боуэна). Для вырубки и для неморального ельника характерно преобладание потоков скрытого тепла (отношение Боуэна менее 1).
5. Сплошная вырубка леса ведёт к снижению продукции термодинамической энтропии, связанной с преобразованием поглощённой коротковолновой радиации в тепловую энергию, что соответствует существующим представлениям о различиях продукции энтропии экосистем разных стадий сукцессии. Для экосистем ранних стадий сукцессии характерны низкие величины продукции термодинамической энтропии в сравнении с экосистемами поздних стадий сукцессии.
6. Отношение продукции энтропии к её максимально возможной величине для экосистемы неморального ельника выше, чем для сплошной вырубки, что соответствует гипотезе об увеличении продукции энтропии по мере развития экосистемы (принцип максимума продукции энтропии).
7. Полученные закономерности трансформации составляющих радиационного и теплового балансов в результате вырубки леса в условиях южной европейской тайги в целом соответствуют результатам экспериментальных исследований, выполненных в условиях бореальных лесов и лесов умеренной зоны, а также представлениям об изменении биогеофизических процессов в бореальных лесах под воздействием природных и антропогенных нарушений, полученных на основе численного моделирования.

## Глава 5. Суммарное испарение экосистем

В настоящей главе описаны основные черты межгодовой и сезонной динамики суммарного испарения. На основе метеорологических данных были получены величины потенциальной эвапотранспирации. Проведён анализ сезонной динамики отношения суммарного испарения экосистем к величине потенциальной эвапотранспирации. Показана роль радиационных и аэродинамических факторов в формировании величины суммарного испарения экосистем на основе коэффициента  $\Omega$  из уравнения Пенмана-Мантиса. Описаны основные черты сезонной изменчивости коэффициента  $\Omega$ .

### 5.1 Результаты

На уровне декадных и суточных сумм величины  $ET$  в НЕ превышали величины  $ET$  на СВ, что было наиболее выражено в летние месяцы, когда были достигнуты максимальные величины суммарного испарения (Рисунок 54). Также как и средние суточные суммы  $LE$ , средние суточные суммы  $ET$  были ниже на СВ в 2016 г., в сравнении со средними суточными суммами 2017-го и 2018-го гг., а в НЕ сезонные суммы суммарного испарения были стабильны. При этом в течение лета 2016 г. декадные суммы  $ET$  в НЕ, в среднем, превышали декадные суммы осадков. В 2017 и в 2018 гг. такие периоды наблюдались значительно реже. Баланс влаги на верхней границе экосистемы зимой, ранней весной и поздней осенью был положительным, т.к. декадные суммы осадков достигали 40 мм, а суммарное испарение было близко к нулю.

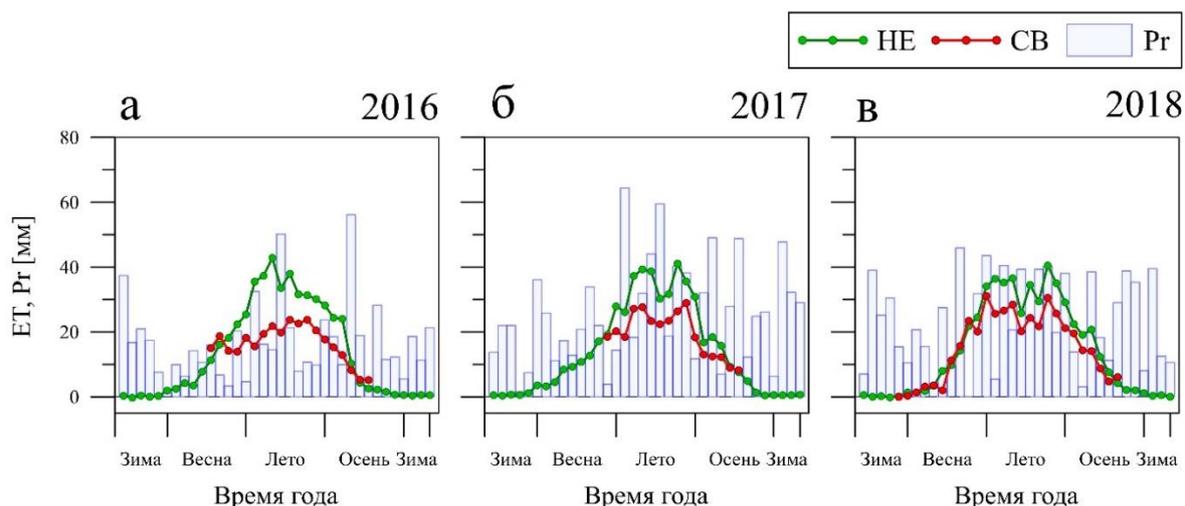


Рисунок 54. Подекадные суммы суммарного испарения ( $ET$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB), а также суммы осадков по данным метеостанции «Лесной заповедник» в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

$ET$  является суммой физического испарения влаги и транспирации влаги растительностью. Известно, что над лесными экосистемами именно транспирация вносит наибольший вклад в суммарное испарение, а сумма  $ET$  может превышать испарение с водной поверхности той же площади территории, т.к. площадь поверхности с которой осуществляется испарение в лесной экосистеме больше (Букварёва, 2010; Макараева, Gorshkov, 2008). Стандартные пульсационные наблюдения не позволяют на прямую определить испаряемость. Однако, представляется возможным сравнить наблюдаемые величины  $ET$  с величинами потенциальной эвапотранспирации ( $PET$ ), рассчитанными на основе метеорологических данных. Под потенциальной эвапотранспирацией понимается потенциально возможное (не лимитируемое запасами воды) суммарное испарение при существующих метеорологических условиях (Maes et al., 2019).

Потенциальная эвапотранспирация ( $PET$ ) рассчитывалась с помощью уравнения Прейстли-Тейлора, согласно (Fisher et al., 2011; Priestley, Taylor, 1972):

$$PET \cdot \lambda = 1.26 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot R_n \quad (50)$$

На (Рисунок 55) представлены величины отношения месячных сумм  $ET$  над HE и CB и месячных сумм  $PET$ , рассчитанных по формуле (Уравнение 50). Из рисунка видно, что на протяжении большей части вегетационного периода величина  $PET$  превышает величины  $ET$ , как в HE, так и на CB. Минимальные значения отношения  $ET/PET$  наблюдаются весной и составляют около 0.4–0.8. Максимальные величины отношения  $ET/PET$  достигались осенью

и превышали 1. Указанные черты сезонного хода отношения  $ET/PET$  объясняются особенностями сезонного хода  $Rn$  и  $ET$ . Поскольку величина  $PET$  связана с  $Rn$  экосистем её максимальные значения наблюдаются в мае и июне, в то время как наибольшие величины  $ET$  соответствуют середине лета. Таким образом, снижение  $Rn$  и, соответственно,  $PET$  во второй половине вегетационного периода происходит быстрее, чем снижение  $ET$ . Это также может свидетельствовать и о существенном вкладе транспирации в суммарное испарение экосистемы в летние месяцы. Рост биомассы и, в частности, увеличение  $LAI$  летом увеличивает площадь транспирирующей и испаряющей поверхности. За период 6 мая по 18 октября величина  $PET$  в НЕ была больше, чем на СВ во все годы наблюдений (Таблица 11). В среднем, отношение  $ET/PET$  за указанный период в НЕ было меньше (0.69 в 2016 г., 0.82 в 2017 и 0.78 в 2018 г.), чем на СВ (0.74 в 2016 г., 0.89 в 2017 г., и 0.92 в 2018 г.), что отражает различия в отношении Боуэна между экосистемами.

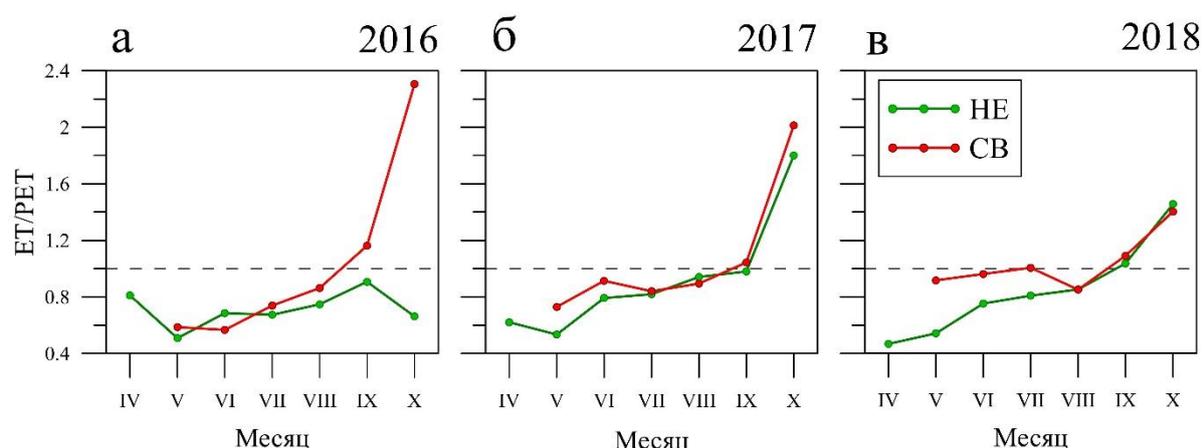


Рисунок 55. Отношение месячных сумм суммарного испарения ( $ET$ ) над неморальным ельником (НЕ) и над сплошной вырубкой (СВ) к потенциальному суммарному испарению ( $PET$ ).

Анализ зависимости  $ET$  от параметров окружающей среды на основе расчёта коэффициента  $\Omega$  из (Уравнение 27) показал, что величина суммарного испарения формируется преимущественно под влиянием аэродинамических факторов. В период экспериментальных наблюдений значения данного показателя были близки к типичным для лесных экосистем величинам, причём не только в НЕ, но и на СВ (Рисунок 56). В зимние месяцы коэффициент  $\Omega$  изменялся в диапазоне от 0 до 0.3. В то же время в летние месяцы коэффициент  $\Omega$  в основном варьировал от 0.05 до 0.5. Максимальные средние суточные величины превышали 0.5 в отдельные периоды года. Средние значения за период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. составили в НЕ  $0.13 \pm 0.08$ ,  $0.12 \pm 0.08$ ,  $0.10 \pm 0.06$ , а на СВ  $0.14 \pm 0.07$ ,  $0.17 \pm 0.09$ ,  $0.11 \pm 0.05$  соответственно (Таблица 11). Таким образом, средняя за рассматриваемый период величина коэффициента  $\Omega$  на СВ была достоверно выше средней

величины коэффициента  $\Omega$  в НЕ в 2017 г. (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$ ). Это свидетельствует о том, что вклад радиационных факторов в формирование потоков  $ET$  на СВ был значительно больше, чем в НЕ в указанные годы. В то же время статистически значимых различий средних величин коэффициента  $\Omega$  в двух экосистемах за рассматриваемый период 2016 и 2018 гг. не было обнаружено (t-тест Стьюдента для зависимых выборок  $p = 0.38$  в 2016 г. и  $p = 0.30$  в 2018 г.).

Изменчивость суточных сумм коэффициента  $\Omega$  была больше в НЕ во все годы наблюдений. Коэффициенты вариации ( $Cv$ ) средних суточных значений коэффициента  $\Omega$  распределились следующим образом: в НЕ  $Cv$  составил 0.63 в 2016 г., 0.70 в 2017 г. и 0.64 в 2018 г., а на СВ 0.50 в 2016 г., 0.55 в 2017 г., и 0.50 в 2018 г.

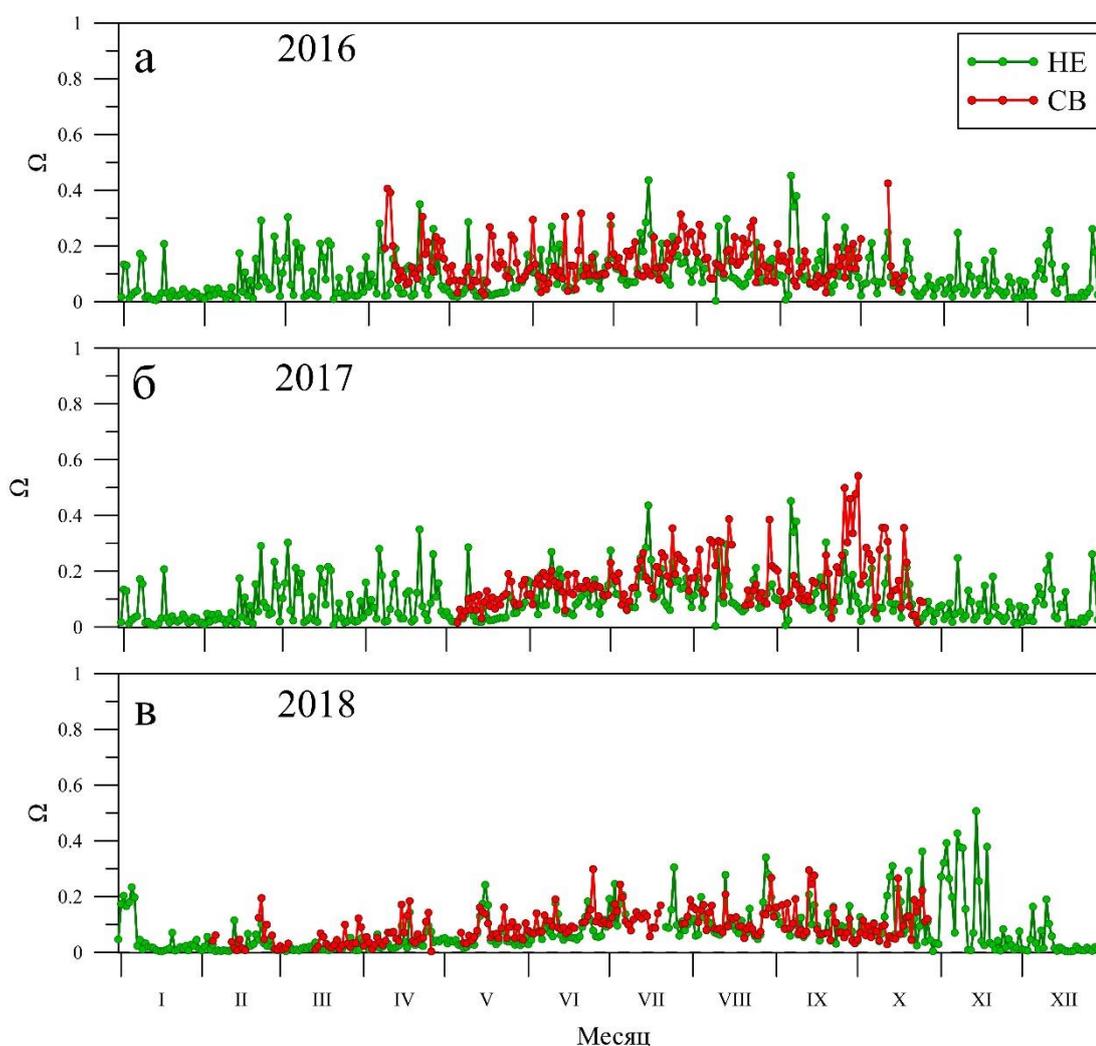


Рисунок 56. Средние суточные величины коэффициента  $\Omega$  в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

На уровне кумулятивных сумм за рассматриваемый период  $ET$  (также, как и  $LE$ ) демонстрировало устойчивый рост в НЕ от года к году, а на СВ заметное увеличение

наблюдалось лишь в 2017 г. по сравнению с 2016 г. Во все годы наблюдений суммы  $ET$  были выше в НЕ. Расчитанная на основе данных о температуре воздуха, атмосферном давлении и радиационном балансе величина  $PET$  превышала величины  $ET$  как в НЕ, так и на СВ во все годы наблюдений. В относительно тёплые и сухие вегетационные периоды 2016 и 2018 гг. кумулятивные суммы  $ET$  за рассматриваемый период превышали суммы  $Pr$  в НЕ, на сплошной вырубке  $ET$  было меньше сумм осадков за период с 6 мая по 18 октября в 2016 и 2017 гг., а в 2018 г. больше.

Таблица 11. Кумулятивные суммы суммарного испарения ( $ET$ ), потенциального испарения ( $PET$ ), атмосферных осадков ( $Pr$ ) и средняя величина коэффициента  $\Omega$  со стандартным отклонением средних суточных величин ( $\pm SD$ ) в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

	2016		2017		2018	
	НЕ	СВ	НЕ	СВ	НЕ	СВ
$ET$ [мм]	429.6	269.4	436.2	313.8	454.8	348.3
$PET$ [мм]	624.2	366.4	531.8	352.1	584.6	378.4
$Pr^*$ [мм]	427.9		532.7		319.7	
$\Omega$	0.13±0.08	0.14±0.07	0.12±0.08	0.17±0.09	0.10±0.06	0.11±0.05

\* — величины  $Pr$  рассчитаны на основе измерений осадков на метеостанции «Лесной заповедник».

Результаты экспериментальных наблюдений в НЕ и на СВ показали, что сплошная вырубка снижает  $ET$  лесной экосистемы в первые три года после нарушения. Во все годы наблюдений  $ET$  вегетационного периода в НЕ была больше суммы  $Pr$ , в то же время на СВ превышение суммы суммарного испарения над суммой осадков было зафиксировано в 2018 г., для которого были характерны аномально сухие условия вегетационного периода. Таким образом, вырубка не привела к устойчивому превышению  $Pr$  над  $ET$  на уровне сумм вегетационного периода. Величина  $PET$  в НЕ оказалась больше, чем на СВ во все годы наблюдений, при этом отношение  $ET/PET$  было, напротив, больше на СВ. Формирование  $ET$  экосистем СВ и НЕ происходило преимущественно под влиянием аэродинамических факторов, влияние радиационных было значительно меньше.

## 5.2 Обсуждение

Результаты сравнения суммарного испарения экосистем показали, что суточные суммы  $ET_{NE}$  были достоверно ниже суточных сумм  $ET_{CB}$  на 37% в первый год зарастания, на 28% во второй, и на 23% в третий. Результат согласуется с существующими представлениями о динамике  $ET$  после вырубке леса (Рисунок 57). Для сравнения, Amiro (2001) было отмечено, что в июле на свежей сплошной вырубке тополя осинообразного и тополя бальзамического в штате Альберта  $ET$  было ниже на 54%, чем в зрелом древостое. По оценкам Kowalski et al. (2003), годовые суммы  $ET$  на сплошной вырубке сосны приморской первого года зарастания на юго-западе Франции были на 44% ниже, чем в зрелом 28-летнем сосняке и на 40% ниже, чем в 31-летнем. Для вырубке 5-го года зарастания сосны обыкновенной в Финляндии были получены величины  $ET$  на 13% ниже, чем в зрелом древостое (Rannik et al., 2002). В то же время для вырубке сосны Банкса в штате Саскачеван (Канада), по оценкам (Amiro et al., 2006), на 7-й и 8-й гг. зарастания  $ET$  отличалась от  $ET$  зрелого древостоя в пределах 1%, а на 10-й и 11-й гг., по данным (Mkhabela et al., 2009), суммы  $ET$  вырубке были ниже на 3% и на 8% соответственно. Для вырубке 2-го и 3-го года зарастания (Mkhabela et al., 2009) были получены величины  $ET$  на 32% и на 15% ниже, чем в зрелом древостое соответственно. Проводя оценки  $ET$  в нарушенных лесных экосистемах различных стадий сукцессии и разным составом флоры на территории штата Висконсин, (США) (Sun et al., 2018) пришли к выводу, что нарушенной лесной экосистеме требуется от 8 до 25 лет, чтобы восстановить суммы  $ET$  на уровне зрелого леса. В качестве основных факторов, контролирующих величину  $ET$  экосистемы, были выделены: наличие воды в почве, дефицит влажности ( $VPD$ ) и  $LAI$ . Снижение  $ET$  в результате нарушения часто связывают со снижением  $LAI$  экосистемы, т.к. это приводит к уменьшению площади транспирирующей поверхности (Hornung, Newson, 1986; Keenan, Kimmins, 1993), однако, как показало исследование (Sun et al., 2018),  $LAI$  не объясняет всех различий динамики  $ET$  нарушенных экосистем, представленных разным составом фитоценоза. Достаточно мало изучен, по мнению (Sun et al., 2018), вклад испарения с поверхности почвы и перехвата осадков в  $ET$  нарушенных экосистем в стадии восстановления. В рамках данного исследования такие оценки не проводились, однако, стоит заметить, что они могут оказывать существенное влияние на величину  $ET$ .

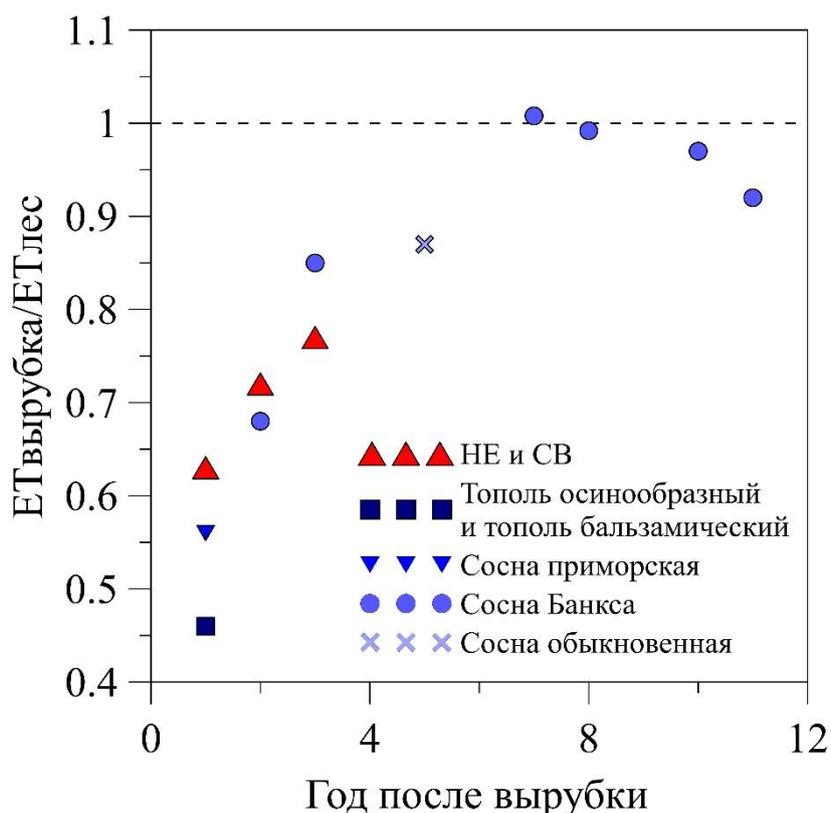


Рисунок 57. Отношение величины суммарного испарения на вырубке ( $ET_{\text{вырубка}}$ ) к величине суммарного испарения на контрольном участке со зрелым древостоем ( $ET_{\text{лес}}$ ). Данные получены на основе экспериментальных наблюдений методом турбулентных пульсаций на вырубках и в естественных лесных экосистемах тополя осинообразного и тополя бальзамического на западе Канады (Amiro, 2001); сосны приморской на юго-западе Франции (Kowalski et al., 2003); сосны Банкса (Amiro et al., 2006; Mkhabela et al., 2009) в центральной Канаде; сосны обыкновенной на юге Финляндии (Rannik et al., 2002) и по результатам настоящего исследования

В отсутствие недостатка влаги вырубка леса может приводить к увеличению стока и заболачиванию территории, поскольку осадки могут значительно превышать испарение (Keenan, Kimmins, 1993; Rahmat et al., 2018). В рамках настоящего исследования было получено, что суммы  $ET$  у НЕ и СВ за период 06.05 – 18.10 могли быть как меньше, так и больше сумм осадков указанного периода в зависимости от температурно-влажностного режима года наблюдений. Таким образом, вырубка леса не приводит к устойчивому превышению сумм осадков над  $ET$  в вегетационный период. При этом положительный водный баланс на уровне годовых сумм в условиях южной тайги ЕТР сохраняется благодаря обильным осадкам зимнего периода.

Определить различные факторы внешней среды, определяющие  $ET$ , можно через коэффициент  $\Omega$  из уравнения Пенмана-Мантиса в виде, представленном (McNaughton, Jarvis, 1983). Результаты расчёта показали, что коэффициент  $\Omega$  был больше на СВ в год с аномально холодными и влажными погодными условиями. При этом для обеих экосистем коэффициент  $\Omega$  был ниже 0.5. Таким образом, аэродинамические факторы формирования  $ET$  преобладали как в НЕ, так и на СВ. Нужно заметить, что (McNaughton, Jarvis, 1983) использовали коэффициент  $\Omega$  при рассмотрении влияния вырубki леса на сток водосборов разной экспозиции. Авторы работы указывали на большую роль радиационных факторов в формировании  $ET$  сплошных вырубok, в отличие от леса,  $ET$  которого больше зависит от регионального  $VPD$ . На основе данных измерений в различных лесных экосистемах Канады (Brümmer et al., 2012) были получены следующие величины коэффициента  $\Omega$ : 0.11 – 0.17 для хвойных лесов, 0.12 – 0.25 для широколиственных, 0.16 – 0.25 для смешанных и порядка 0.16 – 0.22 для лугов. Оценок коэффициента  $\Omega$  для нарушенных лесных экосистем бореальных широт крайне мало. Например, Adams et al. (1991) получил величину коэффициента  $\Omega=0.45$  на вырубке сосны скрученной широкохвойной (*Pinus contorta*) и псевдотсуги Мензиса на 4 – 5 годы зарастания. Для сравнения, в рамках настоящего исследования коэффициент  $\Omega$  вегетационного периода изменялся от 0.10 до 0.13 в НЕ и от 0.12 до 0.18 на СВ.

Таким образом, снижение  $ET$  лесной экосистемы после вырубki является характерным для хвойных и широколиственных лесов. Полученные в рамках настоящего исследования величины коэффициента  $\Omega$  соответствуют диапазону изменчивости данного показателя для экосистем хвойных и широколиственных лесов, а также экосистем лугов. Учитывая наблюдаемую динамику восстановления  $ET$  и данные об изменении  $ET$ , на сплошных вырубках других типов леса разных лет зарастания можно ожидать восстановление величины  $ET$  СВ на уровне  $ET$  НЕ уже в течение первого десятилетия после нарушения.

### 5.3 Выводы по главе

1. Сплошная вырубка приводит к снижению суммарного испарения лесной экосистемы. Суммарное испарение сплошной вырубki в период с мая по октябрь было ниже, чем у неморального ельника на 37% в первый год зарастания, на 28% во второй и на 23% в третий.
2. Сплошная вырубка не приводит к изменению соотношения между вкладом радиационных и аэродинамических факторов окружающей среды в формирование

величины суммарного испарения лесной экосистемы. В неморальном ельнике и на сплошной вырубке преобладает вклад аэродинамических факторов.

3. Следствием сплошной вырубки является изменение водного баланса лесной экосистемы. В неморальном ельнике в период с мая по октябрь в годы с суммами осадков на уровне и ниже климатической нормы суммарное испарение превышало сумму осадков. На сплошной вырубке суммарное испарение превышало сумму осадков только в год с аномально низким увлажнением.
4. Полученные оценки изменения суммарного испарения и соотношения вклада радиационных и аэродинамических факторов окружающей среды в формирование величины суммарного испарения в результате сплошной вырубки неморального ельника в условиях европейской южной тайги показали соответствие с результатами экспериментальных исследований воздействия сплошной вырубки на процессы суммарного испарения в условиях распространения бореальных лесов и лесов умеренной зоны на территории Северной Америки.

## Глава 6. Потоки CO<sub>2</sub>

В разделе 6.1.1 представлены оценки обменных с атмосферой экосистемных потоков CO<sub>2</sub>. Изучена сезонная динамика суточных сумм чистого экосистемного обмена CO<sub>2</sub> HE и СВ. Исследована роль экосистем в качестве источника и стока диоксида углерода для атмосферы. Получены оценки основных компонентов углеродного баланса экосистем — экосистемного дыхания и валовой первичной продукции. Показана сезонная динамика экосистемного дыхания и валовой первичной продукции HE и СВ. Получены оценки изменчивости суточных сумм чистого экосистемного обмена, экосистемного дыхания и валовой первичной продукции. Проведён анализ сезонных изменений отношения валовой первичной продукции к экосистемному дыханию. Рассмотрены различия средних суточных сумм чистого экосистемного обмена, экосистемного дыхания и валовой первичной продукции в выбранные годы между HE и СВ. Рассмотрены межгодовые различия экосистемных потоков CO<sub>2</sub> в HE и на СВ.

В разделе 6.1.2 описан суточный ход чистого экосистемного обмена, экосистемного дыхания и валовой первичной продукции. Исследована сезонная динамика суточного хода чистого экосистемного обмена.

В разделе 6.1.3 получены оценки зависимости потоков диоксида углерода от различных факторов. Исследована чувствительность экосистемного дыхания к температуре воздуха и почвы на основе функции  $Q_{10}$ . Показаны межгодовые различия коэффициента  $Q_{10}$ . Получены оценки важного показателя экосистемного дыхания — величины  $R_{10}$ . Рассмотрена зависимость валовой первичной продукции от суммарной солнечной радиации с использованием гиперболической световой кривой Михаэлиса-Ментена. Показана сезонная изменчивость параметров световой кривой для экосистем HE и СВ. Получены оценки эффективности использования воды при создании первичной продукции. Рассмотрена зависимость валовой первичной продукции от индекса листовой поверхности растительного покрова.

## 6.1 Результаты

### 6.1.1 Сезонные и межгодовые изменения потоков CO<sub>2</sub>

Параллельные пульсационные наблюдения в НЕ и на СВ позволили получить оценки изменения экосистемных потоков CO<sub>2</sub> в результате удаления лесного полога и определить основные черты межгодовой и сезонной изменчивости *NEE*, *TER* и *GPP*. Сезонный ход *NEE* в НЕ и на СВ имел как общие черты, так и характерные отличия. В течение холодной половины года обе экосистемы функционировали как источник CO<sub>2</sub> для атмосферы,  $NEE > 0$  (Рисунок 58). В период с ноября по март суточные суммы *NEE* принимали положительные значения, находясь в пределах от 0 до 2 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. Переход к отрицательным величинам *NEE* в НЕ происходил в конце марта или в начале апреля. Отрицательные суточные суммы *NEE* могли наблюдаться в течение всего лета и до сентября. НЕ в летние месяцы был преимущественно стоком CO<sub>2</sub> для атмосферы, однако на фоне преобладающих отрицательных суточных сумм *NEE* в отдельные дни отмечались положительные суточные суммы. В 2016 г. отрицательные величины *NEE* в НЕ наблюдались в основном с середины апреля по конец августа, в 2017 г. — с начала апреля по конец сентября, а в 2018 г. — с конца марта до середины сентября. Отрицательные величины *NEE* в НЕ были зафиксированы в отдельные дни марта и февраля, однако, суточные суммы *NEE* в такие дни не опускались ниже -1 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. Абсолютные минимумы суточных сумм *NEE* в НЕ наблюдались в июне. В 2016 г. минимум составил -4.6 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, в 2017 г. -5.0 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, а в 2018 г. -7.8 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. При этом абсолютные максимумы *NEE* также были зафиксированы в тёплую половину года. В 2016 г. *NEE* в НЕ достигало 5.7 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (сентябрь), в 2017 г. 5.6 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (июнь), а в 2018 г. 4.8 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (октябрь).

Сезонная динамика *NEE* на СВ характеризовалась выраженными межгодовыми изменениями. В первый год зарастания, когда наблюдались низкие величины *LAI*, отмечались исключительно положительные суточные суммы *NEE* в диапазоне от 7.2 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> в июле до 0.8 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> в октябре. В 2017 г. вырубка была преимущественно стоком атмосферного CO<sub>2</sub> в период с мая по июль. В начале июня *NEE* опускалось до -4.3 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. Максимальная величина *NEE* наблюдалась в конце июля и составила 8.8 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. В 2018 г. СВ была стоком атмосферного CO<sub>2</sub> лишь со второй половины мая по первую половину июня. При этом абсолютный минимум составил -2.8 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (июнь), а абсолютный годовой максимум вырос до 11.4 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (июль).

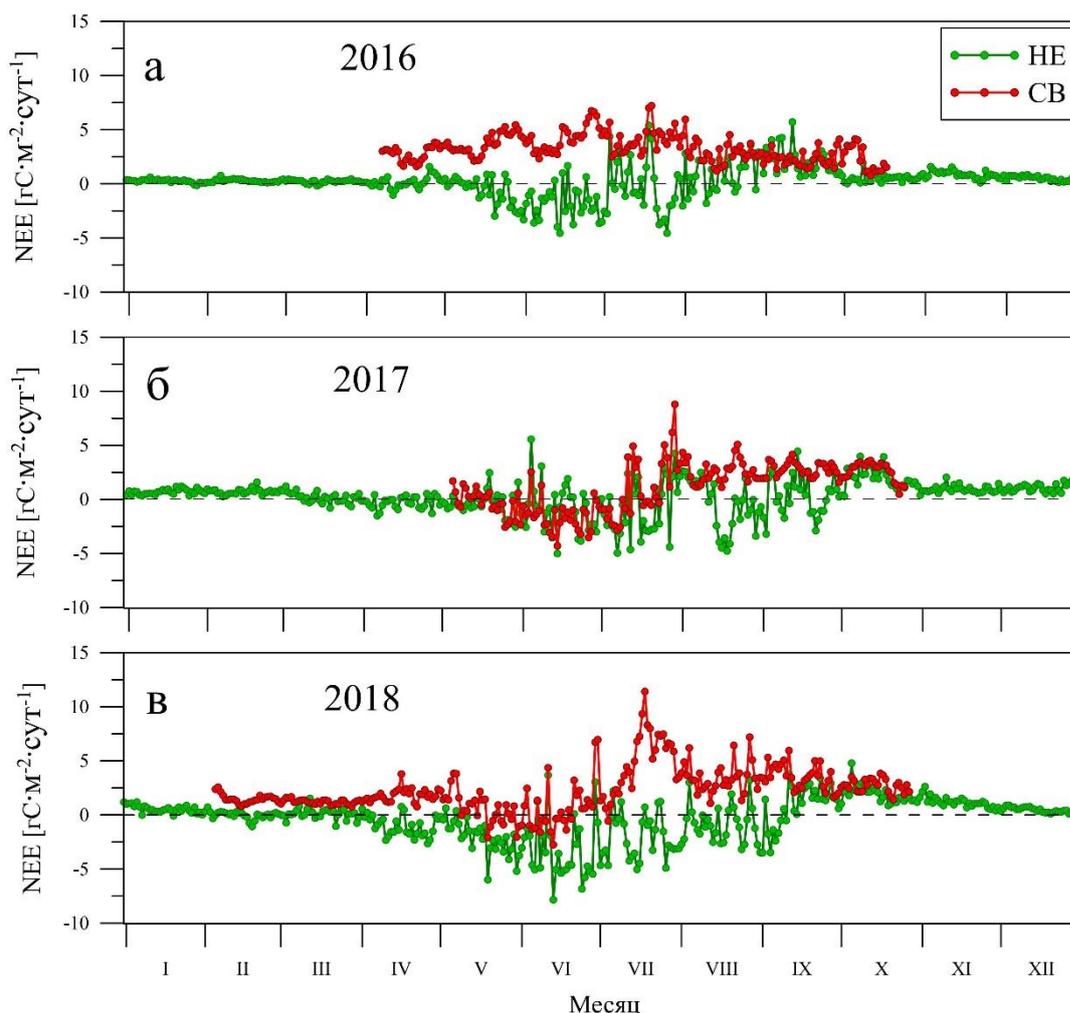


Рисунок 58. Суточные суммы чистого экосистемного обмена  $\text{CO}_2$  ( $NEE$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

Особенности динамики суточных сумм летнего периода повлияли на величины сезонных сумм  $NEE$  ( $cumNEE$ ) (Рисунок 59). Для сравнения был выбран период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 годов. Важно отметить, что все кривые кумулятивных за выбранный период сумм  $NEE$  в HE принимали отрицательные значения в летние месяцы, что говорит о преобладании депонирования углерода над эмиссией в середине вегетационного периода. На CB  $cumNEE$  опускалось ниже  $0 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}$  лишь в 2017 г. В течение вегетационных периодов выбранных лет HE был как источником, так и стоком атмосферного  $\text{CO}_2$ . В 2016 г. к концу рассматриваемого периода HE был источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы ( $cumNEE=21.5 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ), в 2017 г. баланс изменился в сторону поглощения ( $cumNEE=-16.8 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ), а в 2018 г. HE был устойчивым стоком атмосферного  $\text{CO}_2$  ( $cumNEE=-180.6 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}$ ) (Таблица 12). В годовом балансе HE был источником диоксида углерода в 2016 ( $NEE=98.8 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ ) и в 2017 гг. ( $NEE = 98.0 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ ), а в 2018 г. стоком ( $NEE=-124.5 \text{ гC}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ ).

СВ была источником CO<sub>2</sub> для атмосферы во все три года наблюдений. Максимум *cumNEE* за период 06.05 – 18.10 пришёлся на 2016 г. (553.3 гС·м<sup>-2</sup>), в 2017 г. *cumNEE* значительно снизился (196.5 гС·м<sup>-2</sup>), а в 2018 г. снова возрос (453.1 гС·м<sup>-2</sup>).

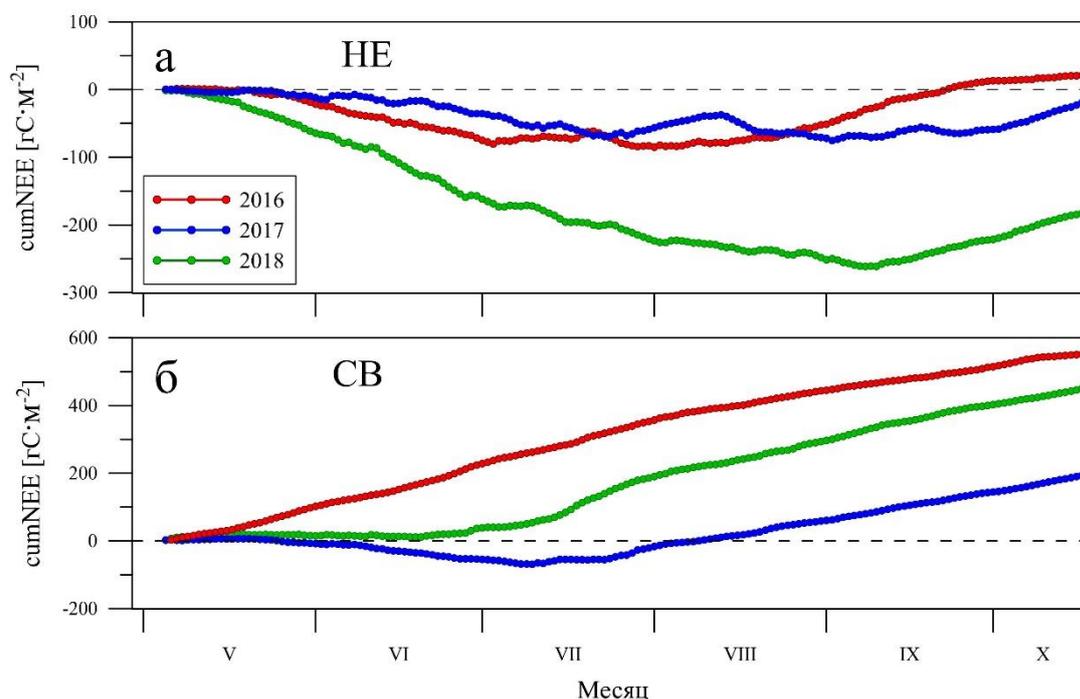


Рисунок 59. Кумулятивные суммы чистого экосистемного обмена CO<sub>2</sub> (*NEE*) в неморальном ельнике (HE) (а) и на сплошной вырубке СВ (б) за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и в 2018 гг.

Величина чистого экосистемного обмена зависит от соотношения между валовой первичной продукцией (*GPP*) и экосистемным дыханием (*TER*). Зимой суточные суммы потоков *TER* и *GPP* не превышали 3 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> (Рисунок 60). Максимальные величины как *TER*, так и *GPP* наблюдались летом. В HE *TER* достигало 12.5 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> в 2016 и 2018 гг., а также 17.9 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup> в 2017 году. В 2016 г. максимум пришёлся на сентябрь, а в 2017 и 2018 гг. — на июнь. *GPP* была максимальной в июле в 2016 (15.0 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>) и в 2017 (17.4 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>) гг. В 2018 г. максимум пришёлся на июнь и составил 19.1 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>.

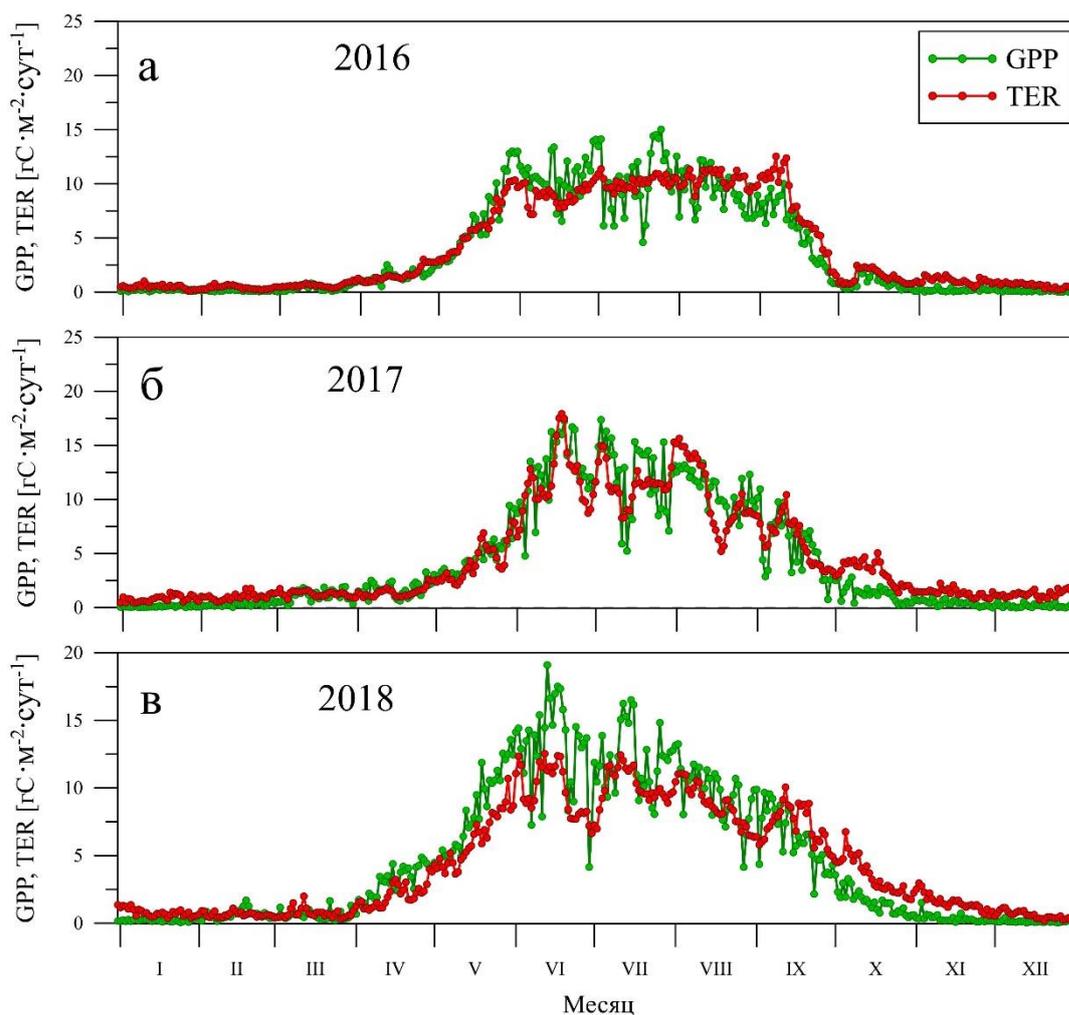


Рисунок 60. Суточные суммы валовой первичной продукции ( $GPP$ ) и экосистемного дыхания ( $TER$ ) в неморальном ельнике (НЕ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

На СВ в 2016 г. сезонные изменения  $TER$  и  $GPP$  происходили одновременно, рост поглощения и эмиссии  $CO_2$  продолжался до конца июля (Рисунок 61).  $TER$  достигало  $15.3 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ , а  $GPP$   $10.8 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ . В 2017 и 2018 гг. сезонные максимумы  $TER$  и  $GPP$  были смещены относительно друг друга. Максимумы  $GPP$  наблюдались в июне ( $12.1 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г. и  $15.8$  в 2018 г.), а максимумы  $TER$  в конце июля ( $13.5 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2017 г. и  $20.9 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  в 2018 г.).

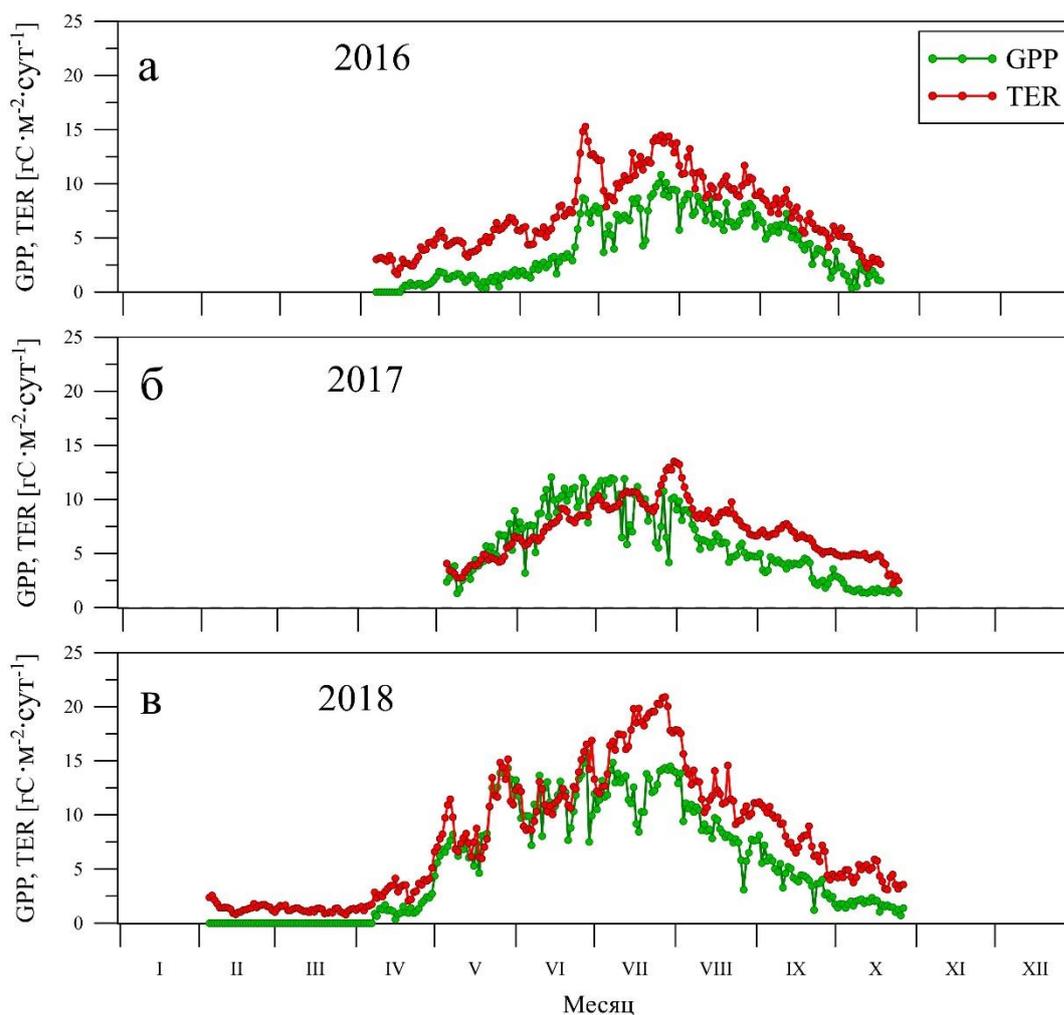


Рисунок 61. Суточные суммы валовой первичной продукции ( $GPP$ ) и экосистемного дыхания ( $TER$ ) на сплошной вырубке (СВ) в 2016 (а), 2017 (б) и в 2018 (в) гг.

Важной характеристикой функционирования экосистемы в качестве источника/стока атмосферного диоксида углерода является отношение  $GPP/TER$  (Рисунок 62). Из-за низких абсолютных значений потоков зимой данный показатель может принимать как слишком большие, так и слишком малые величины, поэтому для анализа был выбран промежуток времени, приблизительно совпадающий с вегетационным периодом (апрель — октябрь). В целом, отношение  $GPP/TER$  для НЕ было выше, чем для СВ, за исключением короткого периода с конца мая до начала июля 2017 г., когда вырубка была сильным стоком атмосферного  $CO_2$ . За рассматриваемый период (апрель — октябрь) средние за декады величины отношения  $GPP/TER$  варьировали в НЕ от 0.4 до 1.8, а на СВ от 0 до 1.4. Важно отметить, что до схода снежного покрова на СВ в указанные годы отсутствовала какая-либо фотосинтезирующая растительность, из-за чего отношение  $GPP/TER$  в апреле принимало близкие к нулю значения, а в НЕ отношение  $GPP/TER$  к этому моменту уже превышало 0.5.

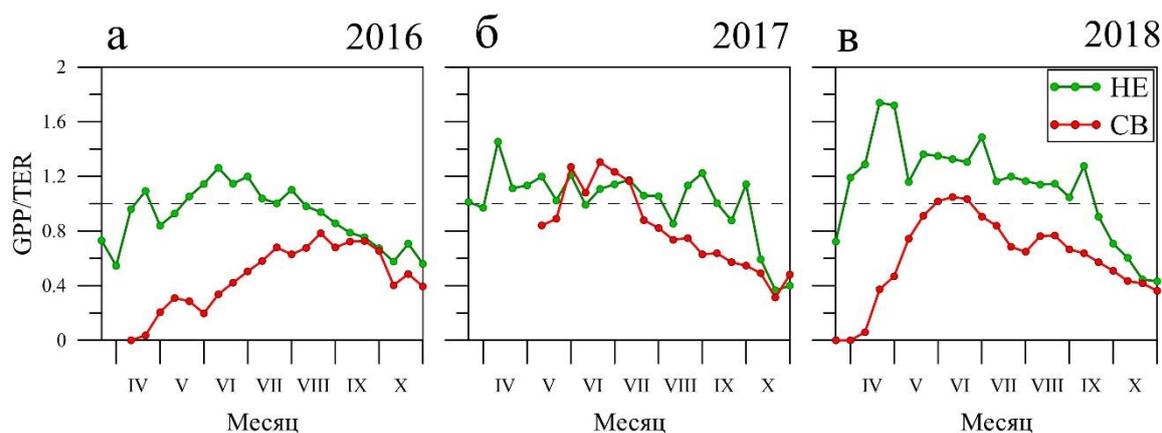


Рисунок 62. Средние за декады величины отношения  $GPP/TER$  в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) за период с апреля по октябрь 2016, 2017 и 2018 гг.

В среднем, за период с 06.05 по 18.10 суточные суммы  $NEE$  (Рисунок 63) в HE были достоверно ниже суточных сумм  $NEE$  на CB во все годы наблюдений (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$  для различий в 2016, 2017 и 2018 гг.). При этом наибольшие различия были зафиксированы в 2016 г., а наименьшие — в 2017 г. Это происходило на фоне достоверного снижения средних суточных сумм  $NEE$  в указанные годы как в HE, так и на CB.

Средние суточные суммы  $TER$  в HE и на CB в 2016 г. достоверно не различались (Рисунок 63) (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p = 0.76$ ). В 2017 году  $TER$  в HE было достоверно выше (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$ ), а в 2018 г., наоборот, достоверно ниже (t-тест Стьюдента для независимых выборок,  $p < 0.01$ ), чем на CB.

Межгодовая динамика  $NEE$  HE определялась преимущественно изменениями  $GPP$ . Суммы  $GPP$  в HE были достоверно выше, чем на CB во все годы наблюдений (t-тест Стьюдента для зависимых выборок,  $p < 0.01$ ), однако, различия между средними суточными суммами  $GPP$  в HE и на CB сокращались от года к году.

Вариация суточных сумм  $TER$  за рассматриваемый период отличалась в исследуемых экосистемах. В HE суточные суммы  $TER$  сильнее всего варьировали в 2017 г. (коэффициент вариации,  $C_v$ , в 2016 г. составил 0.39, в 2017 — 0.46, а в 2018 — 0.29), а на CB, напротив, в 2017 г. наблюдался минимум вариаций суточных сумм  $TER$  ( $C_v = 0.40$  в 2016 г., 0.33 в 2017 г. и 0.39 в 2018 г.). Изменчивость суточных сумм  $GPP$  в HE также была максимальна в 2017 г. ( $C_v = 0.48$  в 2016 г., 0.53 в 2017 г. и 0.46 в 2018 г.), а на CB отмечалось снижение  $C_v$  от года к году (0.61 в 2016 г., 0.51 в 2017 г. и 0.47 в 2018 г.).

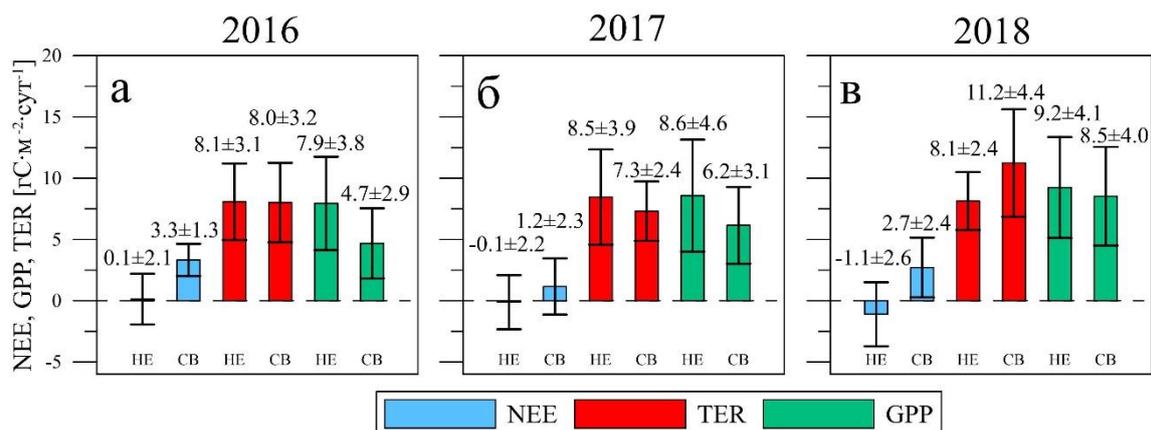


Рисунок 63. Средние за период 06.05 – 18.10 2016 (а), 2017 (б) и 2018 (в) гг. суточные суммы чистого экосистемного обмена CO<sub>2</sub> (*NEE*), экосистемного дыхания (*TER*) и валовой первичной продукции (*GPP*) со стандартными отклонениями ( $\pm SD$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB).

Таблица 12. Кумулятивные суммы чистого экосистемного обмена CO<sub>2</sub> (*NEE*), валовой первичной продукции (*GPP*), экосистемного дыхания (*TER*), отношения *GPP/TER* и эффективности использования воды растительностью при ассимиляции атмосферного CO<sub>2</sub> (*WUE*) в период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB).

	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
<i>NEE</i> [гC·м <sup>-2</sup> ]	21.5	553.3	-16.8	196.5	-180.6	453.1
<i>GPP</i> [гC·м <sup>-2</sup> ]	1318.7	777.5	1423.4	1020.5	1533.4	1416.4
<i>TER</i> [гC·м <sup>-2</sup> ]	1340.3	1330.8	1404.3	1213.7	1350.5	1866.2
<i>GPP/TER</i>	0.98	0.58	1.01	0.84	1.14	0.76
<i>WUE</i> [гC·мм <sup>-1</sup> ]	3.07	3.15	3.26	3.78	3.37	4.30

Результаты экспериментальных наблюдений показали, что на уровне суточных сумм *NEE* HE был стоком CO<sub>2</sub> для атмосферы в течение большей части вегетационного периода (апрель — август в 2016 г., апрель — сентябрь в 2017 г. и март — сентябрь в 2018 г.). CB была стоком атмосферного CO<sub>2</sub> лишь в короткие периоды 2-го (май — июль) и 3-го (май — июнь) лет зарастания. На уровне кумулятивных сумм *NEE* в период с 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг. HE был как источником, так и стоком диоксида углерода для атмосферы, в то время как CB была источником во все три года наблюдений. Для CB, в отличие от HE, характерно смещение фаз сезонного хода *TER* относительно *GPP*. Получено, что сплошная вырубка

неморального ельника в условиях южной тайги юго-запада Валдайской возвышенности приводит к достоверно значимому росту средних за указанный период суточных сумм *NEE* лесной экосистемы и снижению отношения *GPP/TER*. Межгодовая динамика суточных сумм *NEE* НЕ определялась межгодовой динамикой *GPP*, а межгодовая динамика *NEE* СВ как межгодовой динамикой *GPP*, так и *TER*. Различия *NEE* между НЕ и СВ определялись в первый и второй годы зарастания преимущественно различиями *GPP* экосистем, а на третий год различиями *TER*. При этом изменчивость суточных сумм *NEE*, *TER* и *GPP* на СВ и в НЕ изменялась от года к году.

### 6.1.2 Суточный ход потоков CO<sub>2</sub>

В течение вегетационного периода суточная динамика *NEE* в основном определялась изменением *GPP*. Наиболее выраженный суточный ход потоков диоксида углерода наблюдался в июле (Рисунок 64). В июле суточная амплитуда *TER* была значительно меньше, чем у *GPP*. В течение суток *TER* варьировало от 10 до 15 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Кроме того, разброс *GPP* (особенно полуденной) также был выше, чем у *TER*. Стандартное отклонение *GPP* (*SD*) достигало 11 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, в то время как *SD TER* не превышало 4 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Ярko выраженных межгодовых различий амплитуды суточного хода *NEE* и его компонентов для июля в НЕ не наблюдалось. В 2016 г. суточный максимум *GPP* в среднем составлял около 20 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, а в 2017 и в 2018 гг. достигал 27 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. *NEE* при этом опускалось в среднем до -10 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в 2016 г. и до -15 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в 2017 и в 2018 гг. На СВ межгодовые различия суточного хода были выражены лучше. Как и в НЕ, суточный максимум *GPP* в 2016 г. был ниже (около 16 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>), чем в 2017 и 2018 гг. (около 27 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>). *NEE* в среднем опускалось до -2 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в 2016 г., до -16 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в 2017 г. и до -9 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в 2018 г. Максимальные величины *GPP* в обеих экосистемах соответствовали полудню (около 12:00 МСК), а максимум *TER* наблюдался около 15:00 МСК.

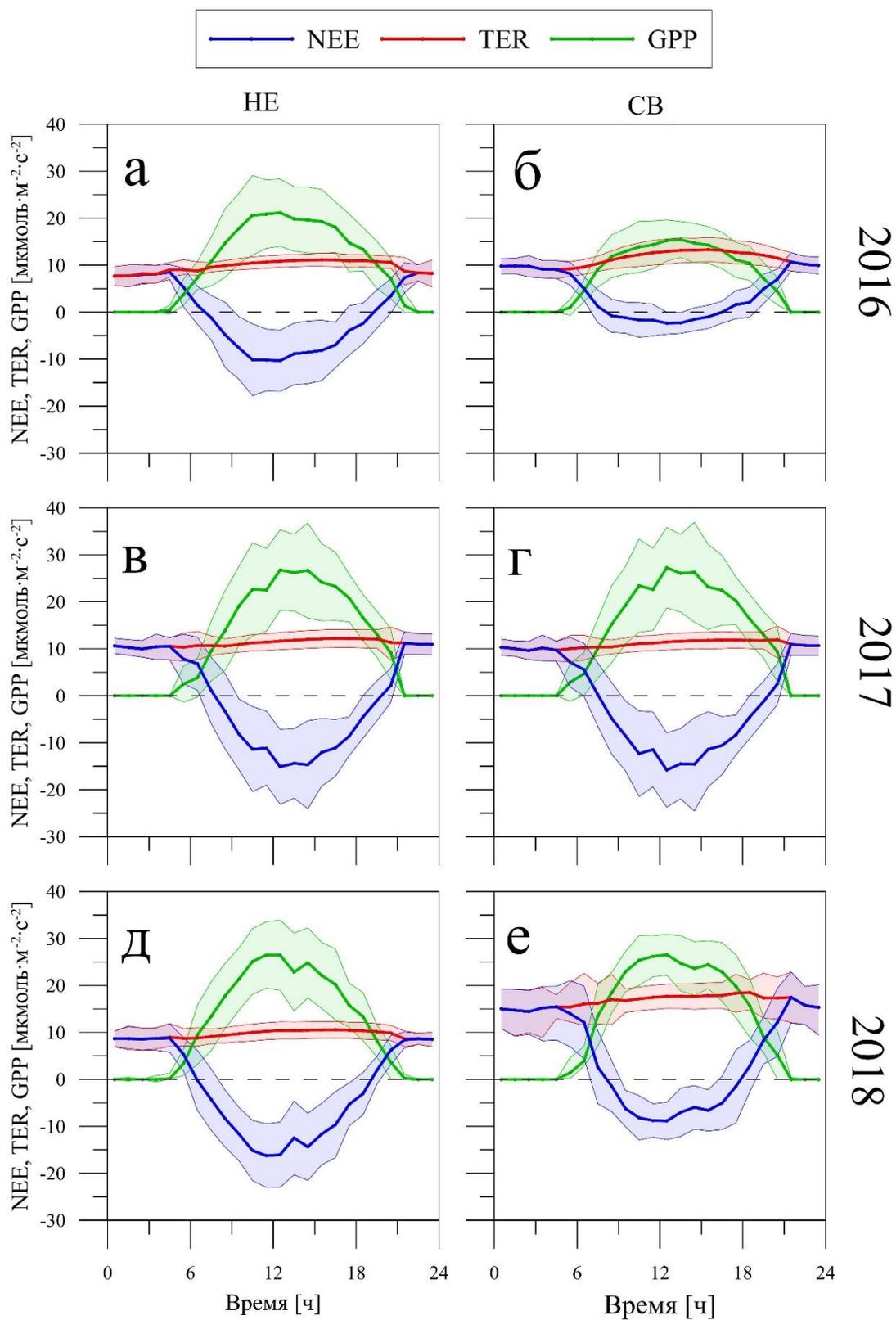
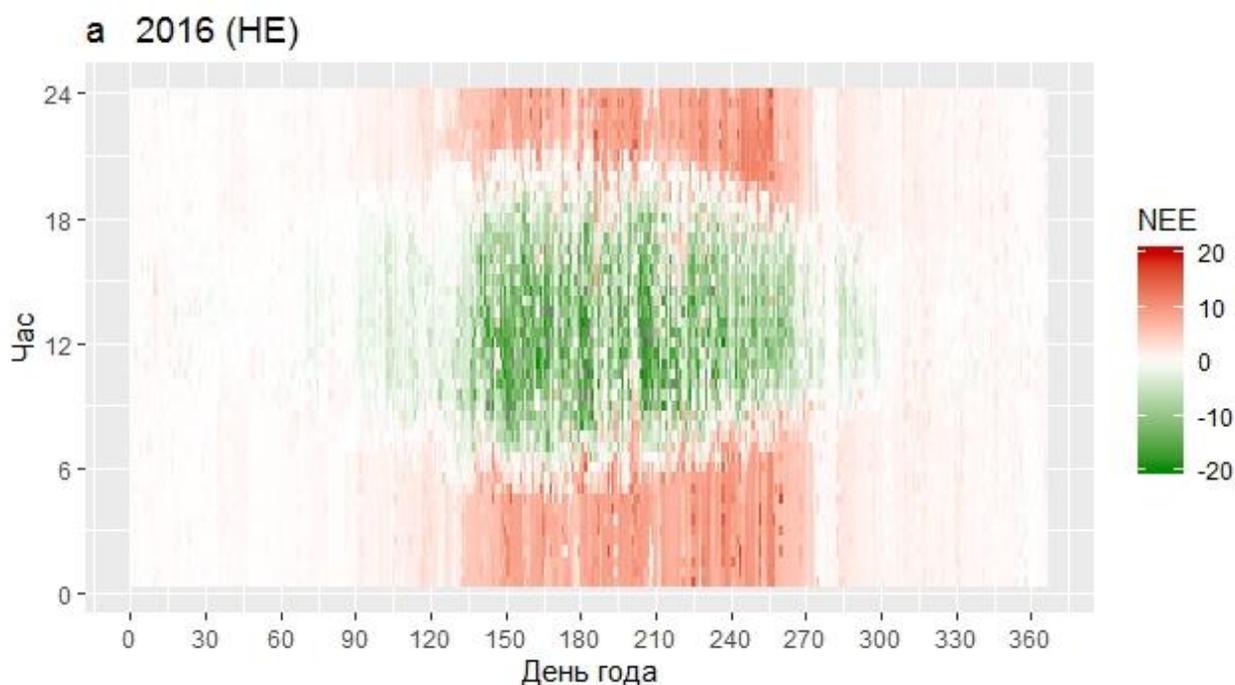
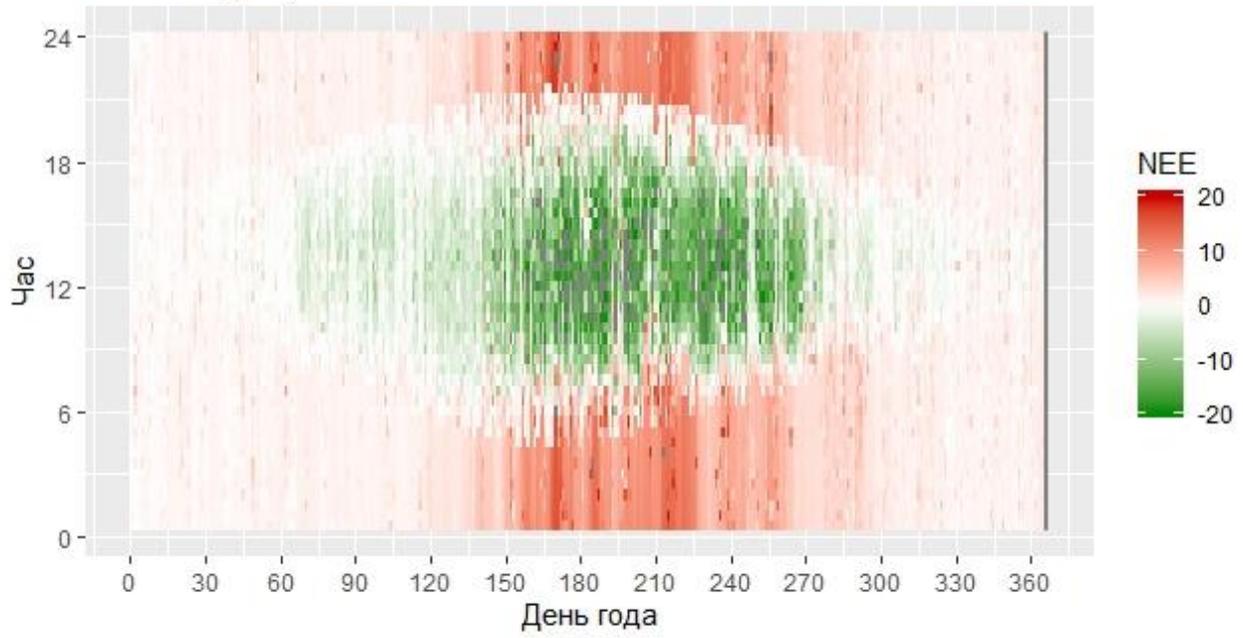
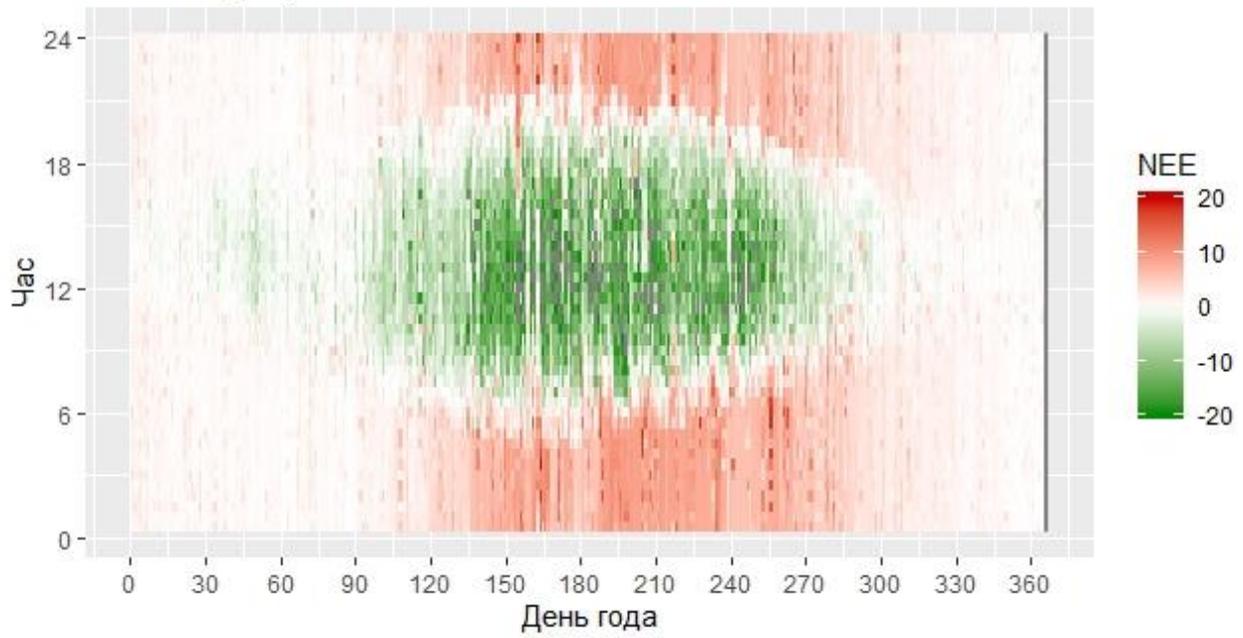


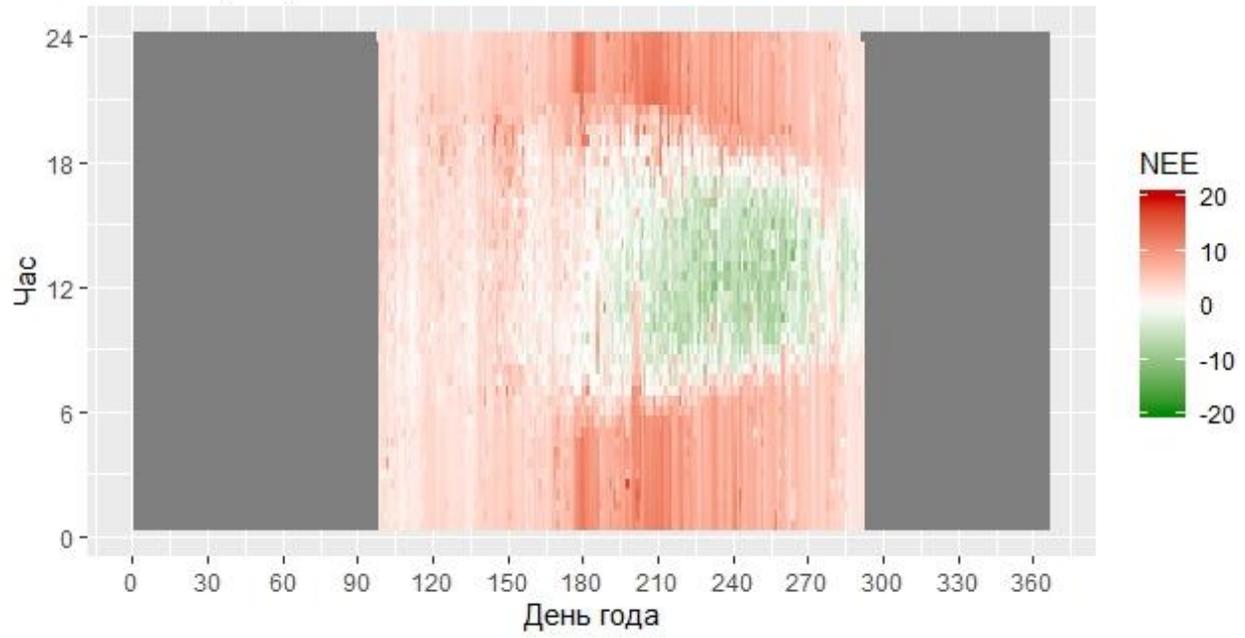
Рисунок 64. Средний за июль 2016 (а, б), 2017 (в, г) и 2018 (д, е) гг. суточный ход чистого экосистемного обмена CO<sub>2</sub> (*NEE*), экосистемного дыхания (*TER*) и валовой первичной продукции (*GPP*) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB). Цветом показаны стандартные отклонения ( $\pm SD$ ).

Сезонные изменения суточного хода потоков  $\text{CO}_2$  в течение периода наблюдений отражены на тепловых картах (Рисунок 65). Суточный ход  $NEE$  в зимние месяцы выражен крайне слабо; наблюдалось небольшое преобладание эмиссии над поглощением в пределах  $10 \text{ мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Хорошо выраженный суточный ход (преобладание эмиссии ночью и поглощения днём) начинает наблюдаться с мая и характеризуется максимальной амплитудой в летние месяцы. В зависимости от погодных условий переход к «зимнему режиму» происходил во второй половине октября — начале ноября. Суточный ход  $NEE$  на СВ имел свои особенности. В 2016 г. положительные значения  $NEE$  наблюдались не только ночью, но и днём, вплоть до середины июля, а суточный ход  $NEE$  в апреле и мае 2016 г., определялся преимущественно динамикой  $TER$ . В июле и в августе в структуре  $NEE$  преобладало поглощение, но при этом дневные экстремумы редко опускались ниже  $-10 \text{ мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Основные закономерности сезонных изменений суточного хода  $NEE$  НЕ в 2017 и 2018 гг. были характерны и для  $NEE$  СВ. Однако, если в балансе  $\text{CO}_2$  неморального ельника наблюдался относительно постепенный рост доли  $GPP$  в светлое время суток, начиная с марта, то на СВ был заметен резкий переход от холодного периода к тёплому, связанный со сходом снежного покрова. В целом, для  $TER$  и  $GPP$  были характерны следующие особенности: в динамике  $TER$  наиболее выраженной была межсуточная (с периодом порядка нескольких дней), чем суточная изменчивость, а величина  $GPP$ , напротив, в основном испытывала суточные колебания, однако, межсуточная изменчивость и изменчивость на уровне получасовых интервалов также оказывали существенное влияние на поглощение  $\text{CO}_2$ .

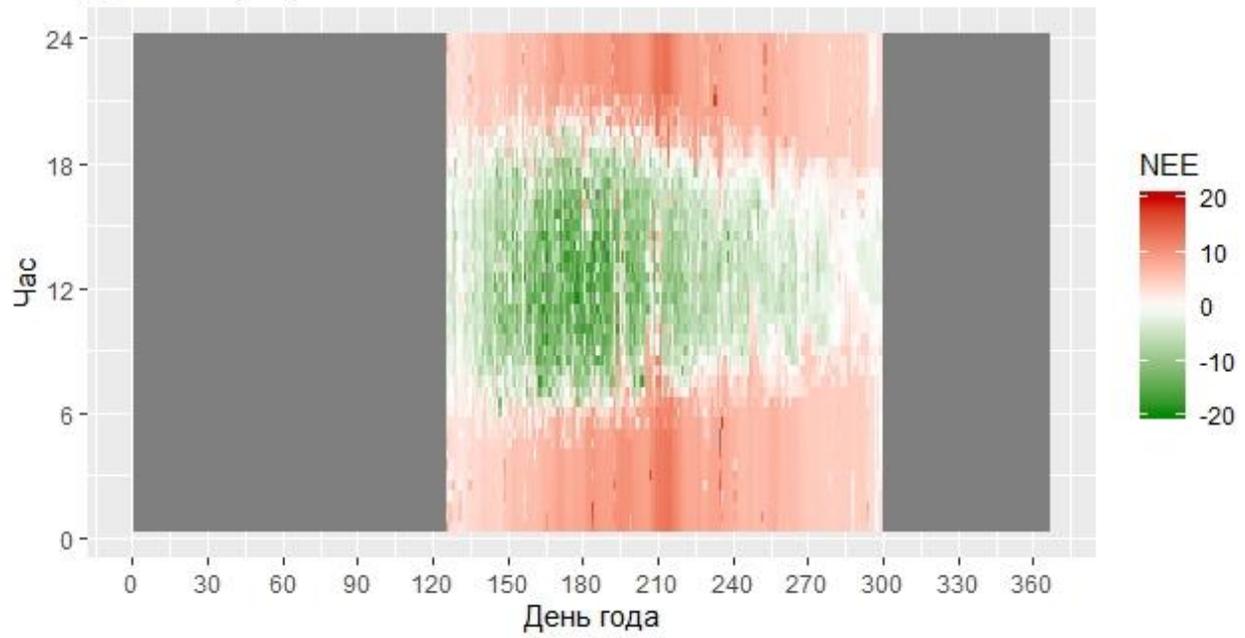


**б 2017 (HE)****в 2018 (HE)**

г 2016 (СВ)



д 2017 (СВ)



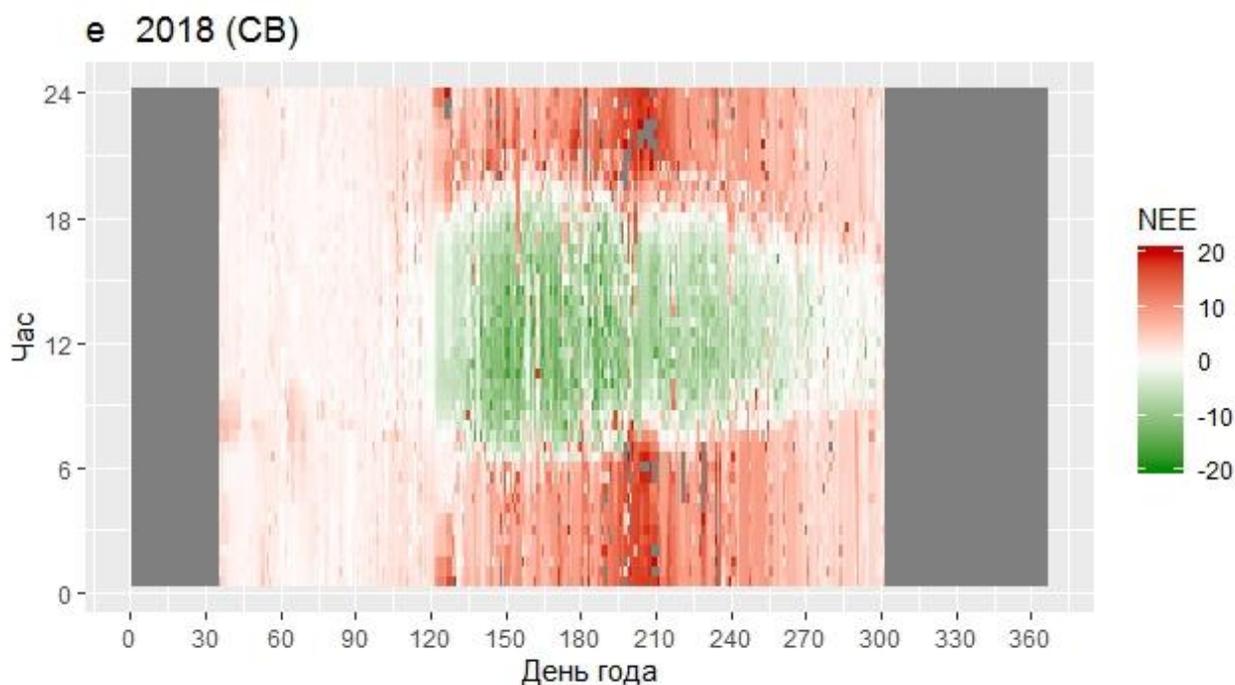


Рисунок 65. Тепловые карты средних за 30-мин интервалы величин чистого экосистемного обмена  $\text{CO}_2$  ( $NEE$ ) в неморальном ельнике (НЕ) (а – в) и на сплошной вырубке (СВ) (г – е) в 2016, 2017, и в 2018 гг. Величины представлены в  $[\text{мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}]$ .

Анализ суточной динамики потоков  $\text{CO}_2$  в НЕ и на СВ показал, что изменения  $TER$  в течение года определяются, в первую очередь, сезонной и межсуточной изменчивостью, следуя изменениям средней суточной температуры воздуха и почвы. Лишь во вторую очередь изменения  $TER$  определяются суточной изменчивостью. В динамике  $GPP$  экосистем наиболее выражена сезонная и суточная изменчивость. Таким образом, в течение вегетационного периода суточный ход  $NEE$ , в первую очередь, обусловлен суточной динамикой  $GPP$ . Вырубка леса приводит к снижению амплитуды суточного хода  $GPP$  и, следовательно, к снижению амплитуды суточного хода  $NEE$ . На уровне средних за 30-мин величин  $NEE$  СВ становится стоком  $\text{CO}_2$  для атмосферы в светлое время суток уже к середине первого вегетационного периода после нарушения.

### 6.1.3 Зависимость потоков $\text{CO}_2$ от факторов внешней среды

К основным факторам внешней среды, оказывающим влияние на величину  $TER$ , относятся температуры воздуха ( $T_a$ ) и почвы ( $T_s$ ). Для оценки зависимости  $TER$  от  $T_a$  и  $T_s$  чаще всего используют функцию  $Q_{10}$  (Уравнение 34). Результаты аппроксимации представлены на Рисунке 66, а параметры в Таблице 13 и Таблице 14.

В среднем, ночная температура почвы на СВ в указанный период была выше, чем в НЕ на  $5^\circ\text{C}$  в 2016 г. и на  $3^\circ\text{C}$  в 2017 г., при этом диапазон изменения  $TER$  в эти годы был приблизительно одинаков. В 2016 и в 2017 гг. наибольшие коэффициенты  $Q_{10}$ , рассчитанные

на основе  $T_s$ , наблюдались в НЕ. В 2018 г. в обеих экосистемах увеличился диапазон изменения средних ночных температур почвы, но при этом существенное увеличение диапазона  $TER$  произошло только на СВ. При этом величина  $Q_{10}$ , рассчитанная на основе  $T_s$ , была выше на СВ.

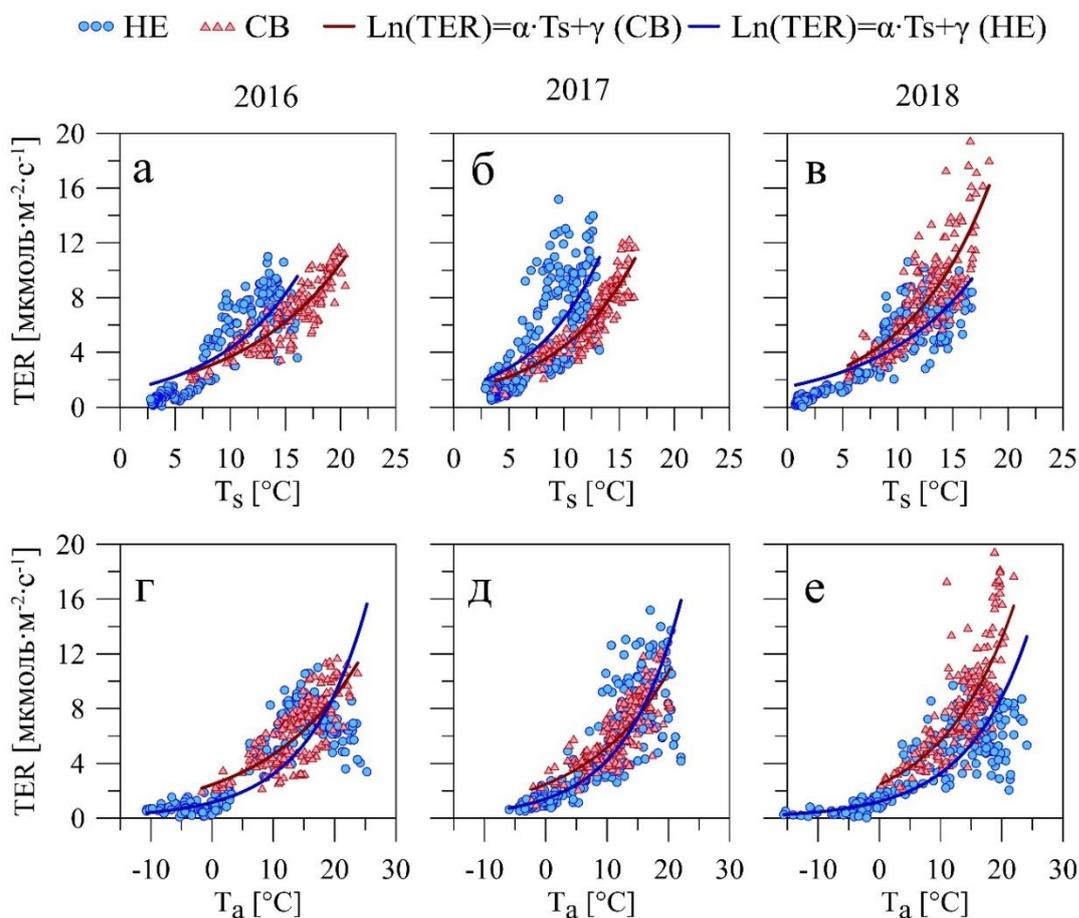


Рисунок 66. Аппроксимация зависимости средних ночных величин экосистемного дыхания ( $TER$ ) от средней ночной температуры почвы ( $T_s$ ) на глубине 10 см (а – в) и от средней ночной температуры воздуха ( $T_a$ ) на высоте 41 и 2 м (г – е) в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ) соответственно, за период 06.05 – 18.10 2016, 2017 и 2018 гг.

Диапазон изменения температуры воздуха был больше в НЕ во все годы наблюдений. Коэффициенты  $Q_{10}$ , рассчитанные как на основе  $T_s$ , так и  $T_a$ , в 2016 и 2017 гг. в НЕ превосходили аналогичные показатели для СВ. Напротив, в 2018 г. на СВ величины  $Q_{10}$  были выше, однако, различия между параметрами функций были менее выражены, чем при использовании  $T_s$ .  $TER$  на СВ наилучшим образом аппроксимируется при использовании  $T_s$ . Аппроксимация  $TER$  НЕ в разные годы имеет различные коэффициенты детерминации (Таблица 13 и Таблица 14). В среднем, для обеих экосистем величина  $Q_{10}$  оказалась выше

при расчёте на основе зависимости  $TER$  и  $T_s$ . Максимальные значения  $Q_{10}$  при этом наблюдалась в 2017 г. При сравнении  $TER$  разных экосистем с учётом зависимости дыхания от температуры используется показатель  $R_{10}$ , который рассчитывается как величина  $TER$  при температуре 10 °С (Таблица 13) и (Таблица 14).

Таблица 13. Параметры (Уравнение 34 и Уравнение 35) для аппроксимации зависимости средних ночных величин экосистемного дыхания ( $TER$ ) от температуры почвы на глубине 10 см ( $T_s$ ) в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) соответственно за период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг., а также полученные на основе аппроксимации величины  $Q_{10}$  и  $R_{10}$  [мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>]. Полученные зависимости являются статистически значимыми ( $p < 0.01$ ).

	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
$\alpha$	0.131	0.105	0.163	0.138	0.110	0.130
$\gamma$	0.153	0.260	0.239	0.113	0.399	0.401
$R^2$	0.701	0.799	0.525	0.835	0.678	0.679
$Q_{10}$	3.71	2.86	5.10	3.97	3.00	3.67
$R_{10}$	4.16	3.57	6.25	4.29	4.32	5.28

Таблица 14. Параметры (Уравнение 34 и Уравнение 35) для аппроксимации зависимости средних ночных величин экосистемного дыхания ( $TER$ ) от температуры воздуха ( $T_a$ ) на высоте 41 и 2 м в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB) соответственно за период с 06.05 по 18.10 2016, 2017 и 2018 гг, а также полученные на основе аппроксимации величины  $Q_{10}$  и  $R_{10}$  [мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>]. Полученные зависимости являются статистически значимыми ( $p < 0.001$ ).

	2016		2017		2018	
	HE	CB	HE	CB	HE	CB
$A$	0.103	0.065	0.110	0.073	0.099	0.084
$\Gamma$	0.138	0.893	0.345	0.906	0.196	0.894
$R^2$	0.755	0.597	0.727	0.714	0.744	0.729
$Q_{10}$	2.80	1.92	3.00	2.08	2.69	2.32
$R_{10}$	3.10	4.51	4.09	4.95	3.16	5.46

Расчёты на основе аппроксимации зависимости дыхания от температуры функцией  $Q_{10}$  показали, что для НЕ величина  $R_{10}$  выше при использовании  $T_s$  и ниже при использовании  $T_a$ . Обратная зависимость была характерна для  $R_{10}$  СВ. Это объясняется тем, что в ночные часы температура воздуха была ниже на СВ, а температура почвы, ниже в НЕ. Для первых двух лет застоя величина  $R_{10}$  при использовании  $T_s$  были выше в НЕ, а при использовании  $T_a$  на СВ. К 2018 г. различия между средними суточными величинами  $T_s$  НЕ и СВ перестали быть статистически значимыми и отличались ночью менее, чем на 1 °С, при этом  $TER$  СВ было выше на 5 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. В результате величина  $R_{10}$  как при расчётах на основе  $T_s$ , так и на основе  $T_a$ , была выше на СВ. Максимальные величины  $R_{10}$  в НЕ наблюдались в 2017 г., а на СВ наблюдался устойчивый рост  $R_{10}$  от года к году.

Основным фактором, определяющим изменения  $GPP$  при достаточном увлажнении и обеспеченностью теплом в период вегетации, является солнечная радиация. Для анализа зависимости  $GPP$  от количества суммарной солнечной радиации с применением гиперболической световой кривой Михаэлиса-Ментена (Уравнение 36) были выбраны апрель, июль и октябрь 2016, 2017 и 2018 гг. (Рисунок 67). Апрель является началом вегетационного периода и характеризуется широким диапазоном изменения  $R_g$  и узким диапазоном изменения  $GPP$ . При этом для апреля характерен большой разброс величин  $GPP$  для каждого из классов  $R_g$ . Поэтому в апреле можно наблюдать крайне низкие величины  $GPP$  (менее 2 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>) при высоких величинах  $R_g$  (более 500 Вт·м<sup>-2</sup>), данное обстоятельство затрудняет построение усреднённой аппроксимации и свидетельствует о том, что коэффициенты (Уравнение 36) могут значительно варьировать в течение месяца. Расчёты показали, что, в среднем, коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  апреле были ниже, чем в другие месяцы наблюдений (Таблица 15).

На июль приходится середина вегетационного периода. Для июля характерен как широкий диапазон изменения  $R_g$ , так и  $GPP$ . В этот период коэффициент  $\alpha$  был выше на СВ, а коэффициент  $\beta$  в НЕ. При таких различиях коэффициентов можно ожидать более высоких величин  $GPP$  на СВ при низких величинах  $R_g$  (утром, вечером и в пасмурную погоду) и одновременно более высоких величин  $GPP$  в НЕ при высоких значениях  $R_g$  (около полудня и в ясную погоду). Однако, данный вывод делать преждевременно, учитывая большой разброс величины  $GPP$  для каждого из классов  $R_g$ . При этом на СВ наблюдался рост коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$  для июля от года к году.

В конце вегетационного периода (октябрь) наблюдался узкий диапазон изменения  $R_g$ , а диапазон изменения  $GPP$  шире, чем в апреле. В октябре были зафиксированы высокие коэффициенты  $\alpha$  на СВ, а соотношение коэффициентов  $\beta$  было различным, в зависимости от года измерений. В целом, максимальные величины коэффициентов наблюдались в июле, а минимальные в апреле.

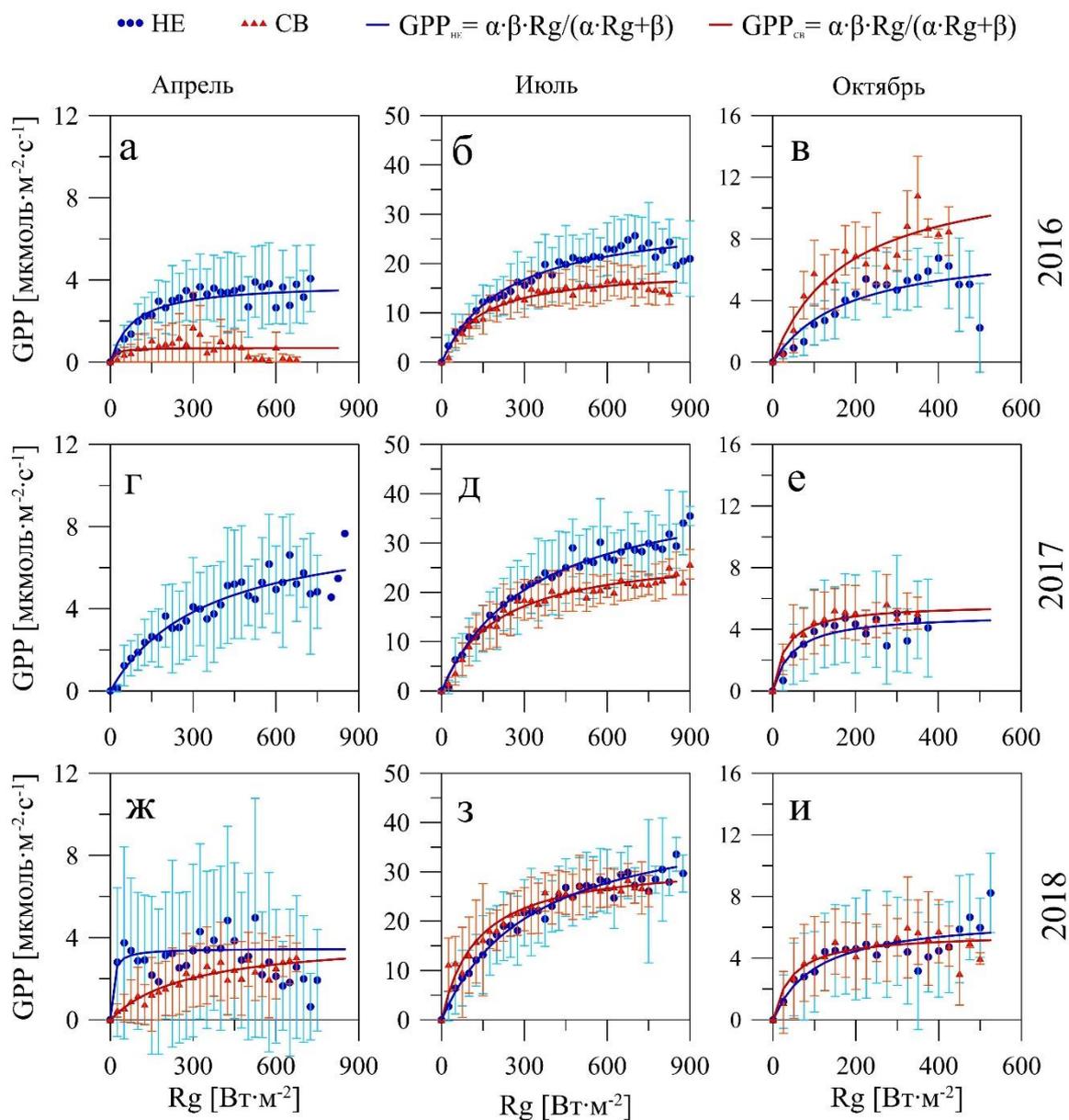


Рисунок 67. Аппроксимация зависимости средних за 30-мин. интервалы величин валовой первичной продукции ( $GPP$ ) от средних за 30-мин. интервалы величин суммарной солнечной радиации ( $Rg$ ) в апреле, июле и октябре 2016 (а – в), 2017 (г – е) и 2018 (ж – и) гг. Величины  $GPP$  представлены как средние значения для классов  $Rg$  ( $\pm$ стандартное отклонение), соответствующие интервалам через каждые  $25 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ .

Таблица 15. Параметры (Уравнение 36) для апреля, июля и октября 2016, 2017 и 2018 гг. по данным измерений в неморальном ельнике (НЕ) и на сплошной вырубке (СВ). Полученные зависимости являются статистически значимыми ( $p < 0.01$ ).

	2016		2017		2018	
	НЕ	СВ	НЕ	СВ	НЕ	СВ
<b>Апрель</b>						
$\alpha$ [мкмоль·Дж <sup>-1</sup> ]	0.047	0.051	0.024	-	0.437	0.014
$\beta$ [мкмоль·м <sup>-2</sup> ·с <sup>-1</sup> ]	3.8	0.7	8.3	-	3.5	4.0
$R^2$	0.873	0.329	0.939	-	0.696	0.941
<b>Июль</b>						
$\alpha$ [мкмоль·Дж <sup>-1</sup> ]	0.127	0.137	0.130	0.144	0.143	0.253
$\beta$ [мкмоль·м <sup>-2</sup> ·с <sup>-1</sup> ]	29.9	19.0	43.1	28.6	40.1	32.2
$R^2$	0.975	0.976	0.987	0.985	0.986	0.975
<b>Октябрь</b>						
$\alpha$ [мкмоль·Дж <sup>-1</sup> ]	0.043	0.072	0.105	0.174	0.066	0.125
$\beta$ [мкмоль·м <sup>-2</sup> ·с <sup>-1</sup> ]	7.6	12.7	5.0	5.7	6.8	5.6
$R^2$	0.867	0.947	0.882	0.963	0.854	0.880

Эффективность использования воды при ассимиляции CO<sub>2</sub> в процессе фотосинтеза может быть оценена с помощью показателя  $WUE$ , который рассчитывается как количество углерода, ассимилированного растительностью экосистемы в пересчёте на количество влаги, затраченной в процессе суммарного испарения:  $WUE = GPP/ET$  [г·кг<sup>-1</sup>]. Для анализа был выбран период с апреля по октябрь 2016, 2017 и 2018 гг. В 2016 и в 2017 гг.  $WUE$ , в среднем, была больше в НЕ (Таблица 12).  $WUE$  увеличивалась от года к году в обеих экосистемах, особенно сильно этот показатель вырос на СВ. Как результат, эффективность использования воды при ассимиляции атмосферного CO<sub>2</sub> в 2017 и в 2018 гг. на СВ была, в среднем, выше, чем в НЕ. В сезонном ходе минимальные величины обычно соответствовали ранней весне (Рисунок 68), что особенно было выражено на СВ, в условиях активного испарения и небольших суточных суммах  $GPP$ .  $WUE$  на СВ в апреле была близка к нулю, а в НЕ уже больше 1 г·кг<sup>-1</sup>. В апреле 2016 и 2018 гг. наблюдались достаточно большие различия между  $WUE$  НЕ и СВ. В июле наблюдались величины  $WUE$  больше 5 г·кг<sup>-1</sup>. Какие-либо общие тенденции в сезонном ходе данного показателя выявить довольно сложно из-за резких изменений от декады к декаде. Межгодовые изменения  $WUE$  на СВ могут объясняться тем, что в первые годы зарастания вклад физического испарения в величину суммарного испарения в первые месяцы после нарушения был больше, чем вклад транспирации. По мере

зарастания вырубке вклад транспирации в величину  $ET$  увеличивался вместе с ростом  $GPP$ , способствуя увеличению  $WUE$ .

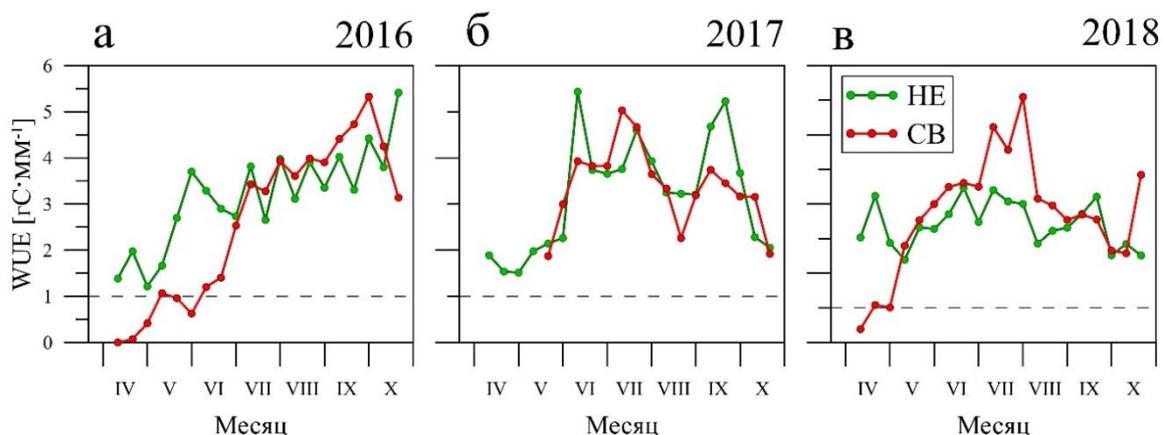


Рисунок 68. Средние за декады величины эффективности использования воды растительностью при ассимиляции атмосферного  $CO_2$  в процессе фотосинтеза ( $WUE$ ) за период апрель – октябрь 2016, 2017 и 2018 гг. в неморальном ельнике (HE) и на сплошной вырубке (CB).

Для нарушенной экосистемы, в отличие от ненарушенной, важным фактором динамики  $GPP$  является восстановление растительного покрова и связанного с ним  $LAI$ . Зависимость  $GPP$  от  $LAI$  в сезонном ходе имеет вид петли гистерезиса (Рисунок 69). В первой половине вегетационного периода характерны высокие величины  $GPP$  при небольших величинах  $LAI$ . Во второй половине, напротив, при больших величинах  $LAI$  наблюдается относительно низкие величины  $GPP$ . В 2016 г. при изменении  $LAI$  в пределах  $2.6 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$  величина  $GPP$  изменялась в пределах  $10 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ , в 2017 г. при изменении  $LAI$  в пределах  $4.5 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$   $GPP$  изменялась в пределах  $12 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ , а в 2018 г. диапазону  $LAI$  от 0 до  $3.7 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$  соответствовал диапазон изменения  $GPP$  от 0 до  $15 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ . Поскольку суточная сумма  $GPP$  значительно варьирует в зависимости от погодных условий, а измерения  $LAI$  производились дискретно, можно ожидать, что при выборе других дат измерений  $LAI$  полученные зависимости могут иметь отличную от представленной форму кривой.

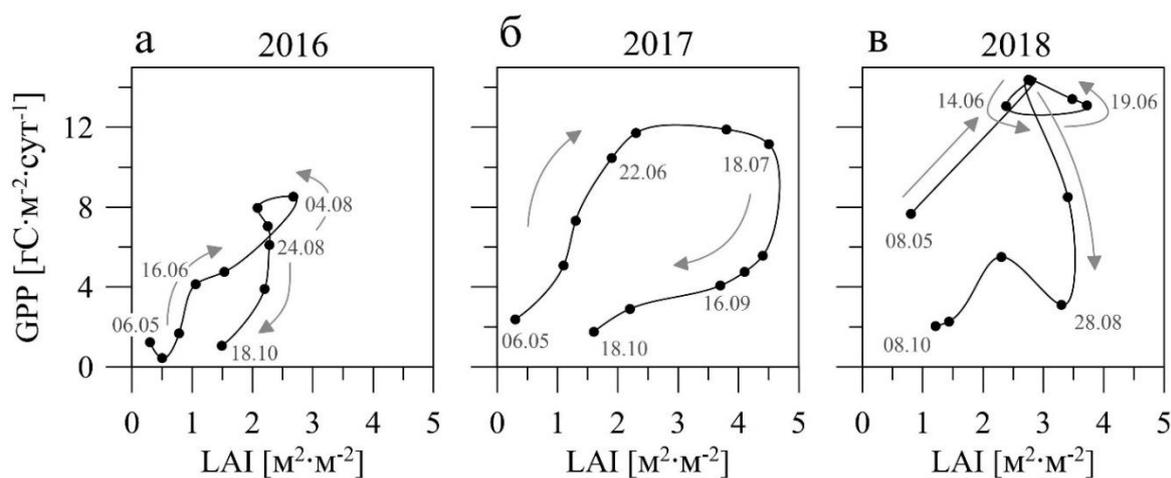


Рисунок 69. Зависимость суточных сумм валовой первичной продукции ( $GPP$ ) и средних по вырубке величин индекса листовой поверхности растительного покрова ( $LAI$ ) для 2016, 2017 и 2018 гг. Стрелками показана последовательность измерений

Анализ зависимости  $TER$  и  $GPP$  НЕ и СВ от факторов внешней среды показал, что коэффициент  $Q_{10}$ , отражающий чувствительность  $TER$  к температуре, был выше при аппроксимации зависимости  $TER$  от температуры почвы. В первые два года после сплошной вырубке коэффициенты  $Q_{10}$  у НЕ были выше, чем у СВ, а на третий год, напротив, ниже. Максимальные величины  $Q_{10}$  в обеих экосистемах наблюдались в 2017 г. По мере зарастания СВ наблюдался рост величины  $R_{10}$ , рассчитанной как на основе температуры почвы, так и температуры воздуха. Для аппроксимации зависимости  $GPP$  и  $R_g$  гиперболической световой кривой минимальные величины коэффициентов эффективности использования света ( $\alpha$ ) и точки насыщения ( $\beta$ ) были зафиксированы в апреле, а максимальные в июле. На СВ отмечался рост средних за июль коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$ , а также средних за рассматриваемый период коэффициентов эффективности использования воды в пересчёте на грамм первичной продукции ( $WUE$ ) от года к году. Зависимость  $GPP$  и  $LAI$  на СВ имеет вид петли гистерезиса: в первой половине вегетационного периода суточные суммы  $GPP$  растут, а во второй половине убывают быстрее, чем средние по вырубке величины  $LAI$ .

## 6.2 Обсуждение

### 6.2.1 Сезонная и межгодовая динамика $NEE$ , $TER$ и $GPP$

По результатам настоящего исследования получено, что вырубка леса в условиях южной тайги европейской территории России превращает лесную экосистему в устойчивый источник атмосферного  $CO_2$  в первые годы после нарушения, в то время как зрелый

ненарушенный неморальный ельник может являться как источником, так и стоком диоксида углерода для атмосферы. Данный результат согласуется с существующими представлениями об изменении климаторегулирующих функций ненарушенных и нарушенных экосистем хвойных и широколиственных лесов в условиях умеренного климата, базирующихся на экспериментальных наблюдениях в различных регионах мира (Amiro et al., 2010; Bergeron et al., 2008; Dunn et al., 2007; Grant et al., 2010; Falge et al., 2002). Для ненарушенного зрелого хвойно-широколиственного леса изменение функции источника/стока атмосферного CO<sub>2</sub> является нормой. Например, исследования (Ueyama et al., 2014; Soloway et al., 2017) на основе пульсационных наблюдений за потоками CO<sub>2</sub> в зрелых древостоях ели чёрной (*Picea mariana*) на территории Северной Америки показали, что один и тот же ненарушенный лес может являться как источником, так и стоком атмосферного CO<sub>2</sub> в зависимости от периода измерений и условий температурно-влажностного режима, контролирующего величины *TER* и *GPP*.

Разнообразие видового состава растительных сообществ, местных климатических особенностей и перемена погодных условий периодов измерений создаёт значительные вариации оценок потоков CO<sub>2</sub> в ненарушенных лесах и их изменений, связанных с природными и антропогенными нарушениями. Совместный анализ данных пульсационных измерений в нарушенных лесных экосистемах разных лет зарастания на территории Северной Америки (Amiro et al., 2010) показал, что основным фактором увеличения *NEE* (и превращение экосистемы в источник диоксида углерода для атмосферы) в результате вырубki леса происходит вследствие существенного снижения *GPP* экосистемы в результате нарушения при незначительном снижении *TER*. Результаты измерений в НЕ и на СВ в первый и второй годы наблюдений соответствуют этой гипотезе, однако, на третий год различия *NEE* определялись преимущественно различиями *TER*, а не *GPP*. Такой быстрый рост *GPP* на СВ, по всей видимости, был вызван высоким темпом восстановления растительного покрова и благоприятными метеорологическими условиями (обеспеченность влагой, теплом и *Rg*). С другой стороны, рост *TER* в третий год зарастания может быть связан с ростом температур почвы и воздуха, а также с постепенным разложением крупных древесных остатков и мёртвой биомассы травянистой растительности, сформировавшейся в процессе зарастания в предыдущие годы.

Согласно Amiro et al. (2010), после вырубki леса *TER* снижается на 15 – 60% по сравнению с ненарушенным древостоем. На СВ *TER* снизилось менее, чем на 1% в 2016 г., на 14% в 2017 г., а в 2018 г. стало выше на 38% по сравнению с НЕ. Kolari et al. (2004) для вырубki сосны обыкновенной 4-го года зарастания и соответствующего ей зрелого древостоя в Финляндии обнаружили минимальные различия *TER*. Различия оценок *GPP* на СВ и в НЕ от года к году сокращались. В 2016 г. *GPP* на СВ была ниже на 41%, в 2017 г. на

28%, а в 2018 г. всего на 8%. Большинство ранее проведенных исследований сообщают о более значительном снижении *GPP* в первые годы после нарушения. Например, в исследовании (Kowalski et al., 2003) на свежей вырубке сосны приморской в Ландах (Франция) говорится о снижении *GPP* в три раза по сравнению с близлежащими зрелыми сосняками, а Paul-Limoges et al. (2015) на свежей сплошной вырубке псевдотсуги Мензиса в Британской Колумбии (Канада) зафиксировал сумму *GPP* за период с мая по октябрь в 14.5 раз меньшую, чем соответствующем вырубке зрелом древостое.

Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют и о более значительных изменениях *GPP* по сравнению с *TER* в межгодовой динамике потоков  $\text{CO}_2$  на сплошных вырубках. В рамках настоящего исследования на 3-й год зарастания *TER* выросло на 40% относительно первого года, а *GPP* - на 82%. Для сравнения, по данным измерений (Williams et al., 2014), на свежей вырубке ели европейской и ели сизой в летние месяцы в штате Массачусетс (США) к третьему году рост *TER* составил 23%, а рост *GPP* - 65%. Измерения в течение двух лет на вырубке сосны обыкновенной в Финляндии (Korkiakoski et al., 2019) продемонстрировали снижение *TER* на 16% во второй год и рост *GPP* на 67%. В исследовании (Aguilos et al., 2014) на сплошной вырубке хвойно-широколиственного леса (Таблица 16) на о. Хоккайдо (Япония) к третьему году был зафиксирован рост *TER* на 10% и рост *GPP* на 15%, несмотря на то, что на вырубке производилась посадка 2-летних саженцев лиственницы. По данным Paul-Limoges et al. (2015), на вырубке псевдотсуги Мензиса, где также производились посадки 1-летних саженцев псевдотсуги Мензиса и Ситхинской ели (*Picea sitchensis*), рост *TER* к третьему году составил 22%, а *GPP* - 525%. Как и в настоящем исследовании, в работах (Paul-Limoges et al., 2015) и (Purker, Freedен, 2002) отмечалось резкое увеличение *TER* и рост *NEE* между 2-м и 3-м гг. и между 5-м и 6-м гг. зарастания соответственно. Paul-Limoges et al. (2015) объяснял такое изменение экосистемного дыхания разложением биомассы зарастающей вырубки, а (Purker, Freedен, 2002) связывали рост *TER* с изменениями температурно-влажностного режима почвы.

Сравнительный анализ с результатами предыдущих экспериментальных исследований крайне затруднён, поскольку материал был получен в разных экологических условиях, включая погоду и период наблюдений. На основе имеющихся в настоящий момент литературных источников был сделан синтез экспериментальных оценок потоков  $\text{CO}_2$  на вырубках ранних стадий сукцессии в условиях произрастания хвойных и широколиственных лесов (Рисунок 70) и (Таблица 16).

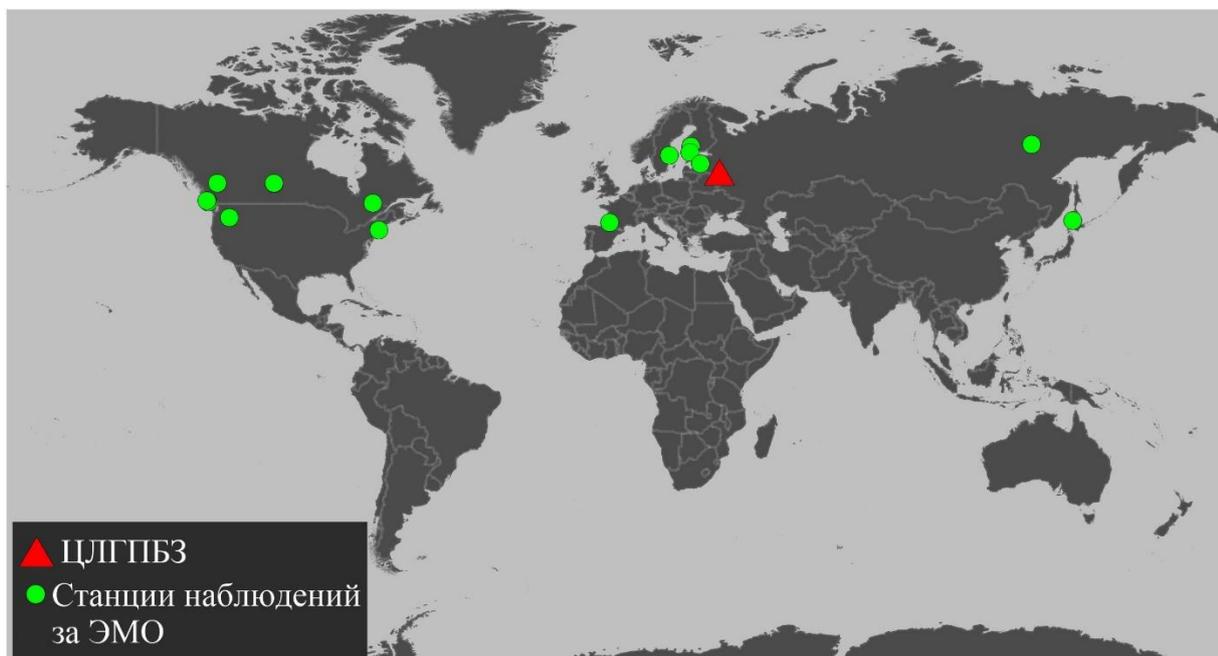


Рисунок 70. Географическое положение экспериментальных исследований потоков  $\text{CO}_2$  методом турбулентных пульсаций на сплошных вырубках ранних лет зарастания в биомах бореальных лесов и лесов умеренной зоны.

Анализ данных экспериментальных наблюдений показал, что оценки  $NEE$ ,  $TER$  и  $GPP$  в различных природных и климатических условиях значительно варьируют. Для большинства представленных нарушенных экосистем характерно преобладание  $TER$  над  $GPP$  (Таблица 16 и Рисунок 71). Оценки  $TER$  и  $GPP$  на СВ превышают большинство оценок других исследований (особенно в третий год зарастания), однако, величина  $NEE$  и отношение  $GPP/TER$  соответствует диапазону изменчивости этих показателей для других нарушенных в результате сплошной вырубке леса экосистем. Стоит заметить, что величина отношения  $GPP/TER$  зависит от возраста сплошной вырубке. Несмотря на большой разброс оценок  $TER$  и  $GPP$ , общим является то, что величина отношения  $GPP/TER$  постепенно увеличивается по мере восстановления растительного покрова. Средняя за сезон величина отношения  $GPP/TER$  на СВ изменялась от 0.58 до 0.84. Такие величины отношения  $GPP/TER$  соответствуют результатам (Humphreys et al., 2006; Kolari et al., 2004; Williams et al., 2014). По данным Amiro et al. (2010), для лесных экосистем, подвергшихся сплошной вырубке на территории США и Канады, в первые 10 – 20 лет после нарушения характерны величины отношения  $GPP/TER$  в диапазоне 0.2 – 1.2.

Таблица 16. Обобщённый список оценок потоков CO<sub>2</sub> по данным экспериментальных измерений методом турбулентных пульсаций на сплошных вырубках ранних лет зарастания в ареалах произрастания хвойных и широколиственных лесов в условиях умеренного климата по (Mamkin et al., 2019, с изменениями).

Ссылка	Географическое положение	Преобладающая растительность ненарушенного леса	Возраст вырубки [г]	Период	<i>NEE</i> [гС·м <sup>-2</sup> ·сут <sup>-1</sup> ]	<i>TER</i> [гС·м <sup>-2</sup> ·сут <sup>-1</sup> ]	<i>GPP</i> [гС·м <sup>-2</sup> ·сут <sup>-1</sup> ]
Данное исследование	Валдайская возв. (Россия)	Ель европейская, клён остролистый, вяз голый, Осина, берёза пушистая	0	Май – октябрь	3.3	8.0	4.7
			1		1.2	7.3	6.2
			2		2.7	11.2	8.5
Aguilos et al., 2014	Хоккайдо (Япония)	Дуб курчавенький ( <i>Quercus crispula</i> Blume), Берёза Эрмана ( <i>Betula ermanii</i> ), Ель Глена ( <i>Cham. abies sachalinensis</i> (F. Schmidt) Mast.) (Засажена 2-летними саженцами гибрида лиственницы Гмелина ( <i>Larix gmelinii</i> ) и лиственницы Кемпфера ( <i>Larix kaempferi</i> ))	0	Год	1.6	2.9	1.3
			1		1.4	2.8	1.5
			2		0.4	3.2	2.8
			3		0.3	3.1	2.8
			4		0.0	3.4	3.4
			5		0.3	3.3	3.1
			6		0.1	2.9	2.8
			7		-0.1	3.3	3.4
8	-0.1	3.1	3.2				

Amiro, 2001	Альберта (Канада)	Тополь осинообразный, тополь бальзамический	1	Июль	1.6	-	-
Amiro et al., 2006	Саскачеван (Канада)	Сосна Банкса	7	Год	0.2	-	-
			8		0.2	-	-
Giasson et al., 2006	Квебек (Канада)	Ель чёрная	2	Год	0.3	1.2	0.9
Humphreys et al., 2006	Британская Колумбия (Канада)	Псевдотсуга Мензиса	2	Год	1.7	2.9	1.2
Kolari et al., 2004	Финляндия	Сосна обыкновенная	4	Июль – Октябрь	1.4	3.2	1.8
Korkiakoski et al., 2019	Финляндия	Сосна обыкновенная, берёза пушистая, ель европейская	0	Год	8.5	10.2	1.8
			1	Год	5.7	8.6	3.0
Kowalski et al., 2003	Ланды (Франция)	Сосна приморская	1	Год	0.8	2.7	0.8
Machimura et al., 2005	Якутия (Россия)	Лиственница Гмелина	0	Год	1.1	-	-
			1		0.8	-	-

			2		0.6	-	-
Фёдоров и др., 2008			3		0.3	-	-
			4		0.5	-	-
			5		0.3	-	-
Paul-Limoges et al., 2015	Остров Ванкувер (Британская Колумбия, Канада)	Псевдотсуга Мензиса (Засажена 1-летними саженцами псевдотсуги Мензиса и ели Ситхинской	0	Май –	4.1	4.5	0.4
			1	Окт.	2.4	4.2	1.7
			2		3.0	5.5	2.5
Uri et al., 2019	Эстония	Сосна обыкновенная	6	Год	0.3	3.0	2.7
Williams et al., 2014	Массачусетс (USA)	Ель сизая, ель европейская	0	Июнь – Дек	3.2	7.6	4.4
			1	Год	2.0	5.2	3.3
			2	Год	1.8	5.6	3.8
Zha et al., 2009; Coursolle et al., 2012	Саскачеван (Канада)	Сосна Банка	2	Год	0.4	0.7	0.3

На (Рисунках 72 – 74) показаны средние оценки  $NEE$ ,  $TER$  и  $GPP$  для сплошных вырубок разных лет восстановления.  $NEE$  СВ находится в рамках диапазона изменчивости этого показателя для вырубок первых трёх лет зарастания в пределах распространения хвойных и широколиственных лесов северного полушария. Величины  $TER$  СВ в первые два года были также близки к оценкам, полученным на других вырубках, однако, на третий год они были значительно выше, чем для вырубок того же возраста. Оценки  $GPP$  СВ превосходили оценки, полученные на сплошных вырубках даже более поздних лет зарастания. При этом полученные данные свидетельствуют о том, что вырубка уже в течение первых 10 лет способна стать стоком диоксида углерода для атмосферы в годовом балансе или на уровне осреднения за вегетационный период. Сравнивая нарушенные экосистемы в хвойных и широколиственных лесах Северного полушария с другими нарушенными экосистемами, можно отметить значительные различия в динамике изменения потоков  $CO_2$  после нарушения. В целом, для США и Канады (Amiro et al., 2010) было получено, что экосистема становится стоком атмосферного  $CO_2$  через 10 – 20 лет после вырубki леса.

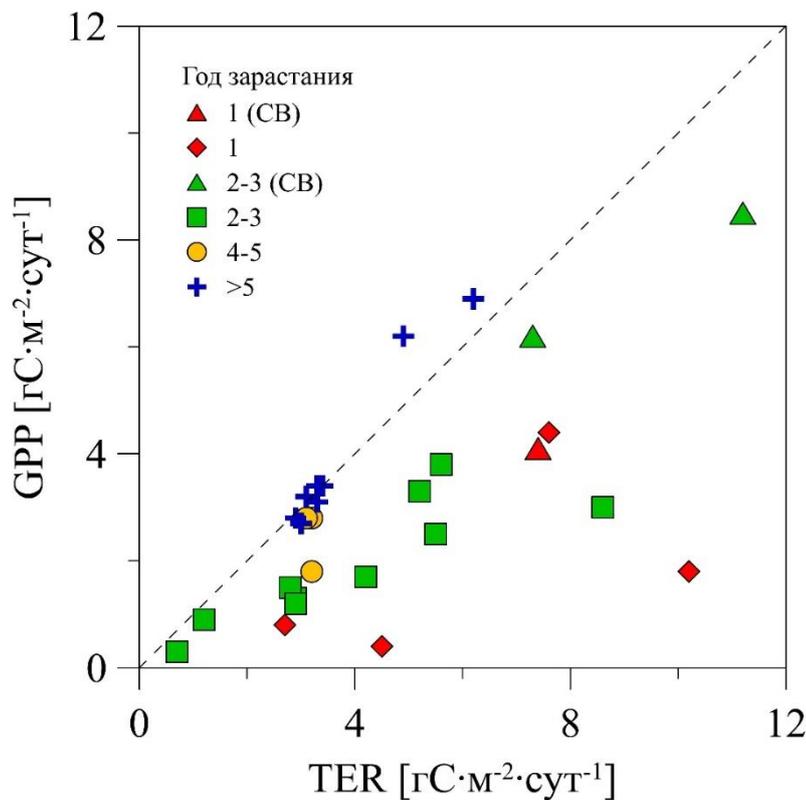


Рисунок 71. Соотношение между валовой первичной продукцией ( $GPP$ ) и экосистемным дыханием ( $TER$ ) в экосистемах сплошных вырубок ранних лет зарастания в ареалах распространения хвойных и широколиственных лесов умеренного климата (по данным из таблицы 16).

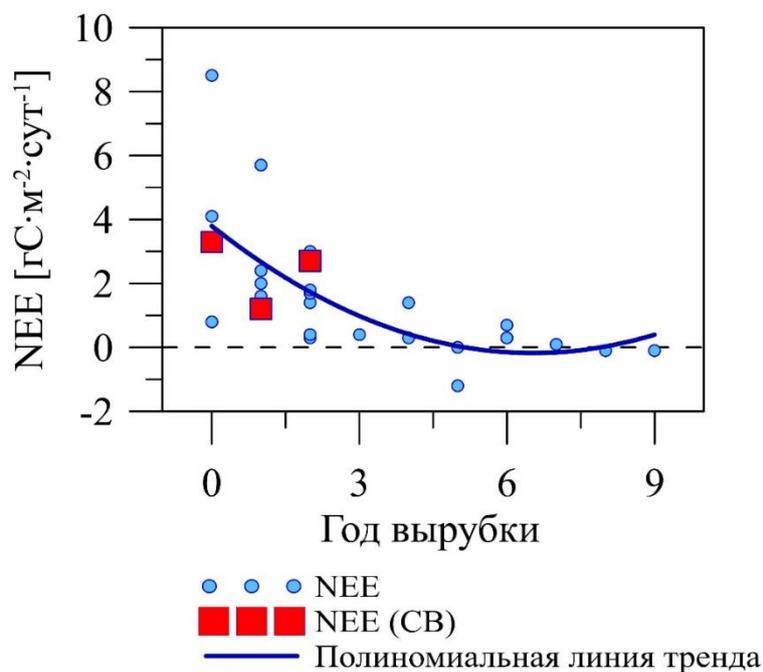


Рисунок 72. Чистый экосистемный обмен ( $NEE$ ) на сплошной вырубке (CB) на других вырубках разных лет зарастания в ареалах распространения хвойных и широколиственных лесов умеренного климата (по данным из таблицы 16).

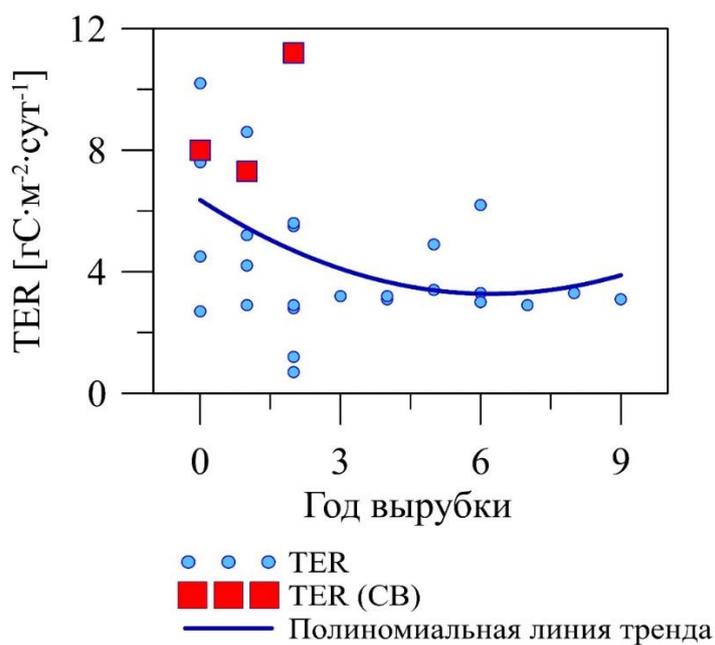


Рисунок 73. Экосистемное дыхание ( $TER$ ) на сплошной вырубке (CB) на других вырубках разных лет зарастания в ареалах распространения хвойных и широколиственных лесов умеренного климата (по данным из таблицы 16).

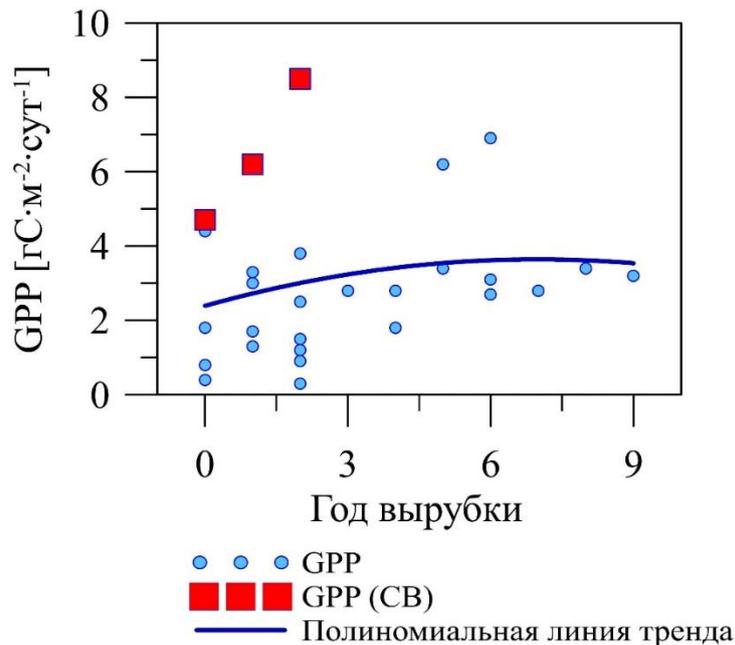


Рисунок 74. Валовая первичная продукция ( $GPP$ ) на сплошной вырубке (CB) и других вырубках разных лет заращения в ареалах распространения хвойных и широколиственных лесов (по данным из таблицы 16).

Совместный анализ результатов измерений в экосистемах сплошных вырубок и в соответствующих им зрелых древостоях показывает следующие оценки. По данным (Kowalski et al., 2003), на свежей сплошной вырубке наблюдались величины  $GPP/TER$  порядка 0.7, тогда как в зрелом сосняке около 1.3. Paul-Limoges et al. (2015) отмечал гораздо более значительные различия, на сплошной вырубке отношение  $GPP/TER$  в первый год заращения составило 0.01, а в зрелом древостое - около 1.4. Отношение  $GPP/TER$  в НЕ составляло в разные годы от 0.98 до 1.14. По данным (Falge et al., 2002), отношение  $GPP/TER$  в темнохвойных лесах центральной Европы варьирует от 1.2 до 2.0, а в широколиственных от 1.1 до 2.3. Таким образом, этот показатель для НЕ оказался относительно низким. Данный результат может быть связан как со снижением  $GPP$  старого ненарушенного древостоя, так и с высокими величинами гетеротрофного дыхания ( $R_{het}$ ).

В задачи настоящего исследования не входит экспериментальная оценка соотношения гетеротрофного и автотрофного дыхания экосистем. Приблизительно оценить составляющие можно с помощью простого эмпирического отношения, использованного во многих экспериментальных исследованиях (Amiro et al., 2010; Jassal et al., 2007; Landsberg, Waring, 1997):

$$R_{het} = TER - 0.55 \cdot GPP \quad (51)$$

Согласно расчётам, гетеротрофное дыхание за рассматриваемый период в НЕ составило от 46% от  $TER$  в 2016 г до 38% в 2018 г. На СВ  $R_{het}$  было 68% от  $TER$  в 2016 г, 54% в 2017 г и 58% в 2018 г. Однако, ранней весной (март, апрель) доля гетеротрофного дыхания на СВ могла быть и выше, снижаясь по мере восстановления растительного покрова. На основе результатов других экспериментальных наблюдений на сплошных вырубках разных лет зарастания (Таблица 16) получено, что  $R_{het}$  варьирует в диапазоне от 30 до 95% от  $TER$ . Причём для первого года зарастания гетеротрофное дыхание составляет от 67 до 95%. Данный результат согласуется с результатами экспериментальных наблюдений, так, Paul-Limoges et al. (2015) указывали на снижение автотрофного дыхания в результате вырубки леса на 16%.

Значительная доля  $TER$  вырубок обусловлена дыханием почвы ( $R_s$ ). Исследования (Humphreys et al., 2006; Jassal et al., 2007; Paul-Limoges et al., 2015; Payeur-Poirier et al., 2012) сообщают о том, что отношение  $R_s/TER$  для вырубок хвойных и хвойно-широколиственных лесов ранних лет зарастания в Северной Америке составляло около 0.5 – 0.9. Причём, по данным (Jassal et al. (2007) минимальные значения данного показателя наблюдаются весной (0.52), а максимальные — зимой (0.86). В работе (Paul-Limoges et al., 2015), напротив, было замечено, что отношение  $R_s/TER$  зимой (0.54) было ниже, чем в летние месяцы (0.74). Payeur-Poirier et al. (2012) указал, что для сплошной вырубки 9-го года зарастания ели чёрной в штате Квебек (Канада), отношение  $R_s/TER$  было, в среднем за бесснежный период, 0.91, а у соответствующего ей зрелого древостоя составило около 0.83.

По данным литературных источников приводятся следующие оценки  $R_s$  на вырубках первых лет зарастания. Для свежей сплошной вырубки сосны Банка в штате Саскачеван (Канада) в период с мая по сентябрь Striegl, Wickland (1998) методом закрытых камер получили величину почвенного дыхания порядка  $0.96 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ . Измерения почвенного дыхания в работе Aguilos et al. (2014) показали, что средние за год величины в течение первых 7 лет зарастания вырубки варьировали от 2.4 до  $3.2 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ , причём наименьшие величины наблюдались в первый год зарастания. Для вырубок 6-го года зарастания Рупкер, Fredeen (2002) и Uri et al. (2019) получены средние величины  $R_s$ : 5.76 и в диапазоне от 2.08 до  $8.30 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$  соответственно. Оценки почвенного дыхания, полученные на вырубках различных хвойных лесов в Северной Америке первых 4-х лет зарастания адсорбционными методами в течение тёплого времени года находятся в диапазоне  $2.09 - 3.44 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$  (Fernandez et al., 1993; Gordon et al., 1987; Lytle, Cronan, 1998; Рупкер, Fredeen, 2002). Для сравнения, по данным (Алилов и др., 2018) в летние месяцы 2016 г.  $R_s$  на разных участках НЕ изменялось в диапазоне от 1.6 до  $7.9 \text{ мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , а в 2017 г. от 1.5 до  $4.7 \text{ мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Результаты измерений потоков  $\text{CO}_2$  методом закрытых камер показали, что в полуденные часы летних месяцев на разных участках СВ эмиссия  $\text{CO}_2$  ( $Rch$ ) варьировала в диапазоне от 3.0 до 16.0  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2016 г., от 4.0 до 19.2  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2017 г. и от 8.3 до 13.8  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2018 г. Валовая первичная продукция ( $GPPch$ ) 2017 г. составляла от 2.3 до 26.9  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а в 2018 г. от 2.4 до 38.1  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . Баланс ( $Rch-GPPch$ ) изменялся от  $-18.5$  до  $5.8$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2017 г. и от  $-27.3$  до  $4.9$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2018 г. Минимальные величины баланса наблюдались в конце мая и июне. В июле и августе 2017 и 2018 гг. баланс не опускался ниже  $10$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . В среднем, для полуденных часов летних дней на СВ от года к году наблюдался рост  $Rch$  ( $7.1\pm 3.0$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2016 г.,  $10.2\pm 3.3$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2017 г. и  $11.4\pm 3.5$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2018 г.). Кроме того,  $GPPch$  в 2017 г. была  $14.7\pm 5.1$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а в 2018 г.  $17.7\pm 7.9$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . Баланс составил —  $4.6\pm 5.7$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2017 г. и  $-6.3$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в 2018 г.

Полученные в рамках настоящего исследования экспериментальные оценки  $Rch$  оказались относительно высокими. Например, для свежей заболоченной сплошной вырубке сосны обыкновенной в Финляндии (Korkiakoski et al., 2019) были получены оценки  $Rch$  порядка  $1.1 - 5.7$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . Для вырубке 7-го года зарастания ельника чернично-сфагнового (респ. Коми) в конце весны и в летние месяцы были получены оценки  $Rch$  в диапазоне от  $0.6$  до  $4.4$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  (Кузнецов, 2017).

Важно отметить, что оценки эмиссии  $\text{CO}_2$  на вырубках, полученные методом закрытых камер, имеют достаточно большой разброс величин в зависимости от выбора участков для измерений. По результатам исследования (Молчанов и др., 2017) на свежей сплошной вырубке ельника в Московской области в период с августа по октябрь было получено, что на участках с ненарушенным растительным покровом  $Rch$  в первый год составляло от  $1.7$  до  $8.0$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а на окраинах вырубке, непосредственно вблизи кромки леса, от  $1.7$  до  $5.0$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . При этом на участках, где верхний горизонт почвы был нарушен лесозаготовительной техникой,  $Rch$  было на 30% меньше, чем на ненарушенных участках. Для участков вырубке с большим количеством опада, веток и порубочных остатков  $Rch$  было выше, чем в окружающем лесу, на 50%. Во второй год (апрель — сентябрь) наблюдений  $Rch$  на вырубке составляло около  $1.5 - 3.5$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а в окружающем лесу варьировало в пределах  $1.87$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Важное различие динамики потоков  $\text{CO}_2$  в НЕ и на СВ связано с сезонными изменениями  $GPP$ . НЕ начинает быть стоком атмосферного  $\text{CO}_2$  уже в отдельные дни февраля, тогда как на СВ фотосинтез появляется только после схода снежного покрова. Отсутствие фотосинтезирующей биомассы ранней весной на СВ является еще одним фактором, способствующим снижению  $GPP$  и увеличению  $NEE$  в годовом балансе.

Характерной чертой южно-таёжных лесов является их высокая продуктивность (Исаченко, Лавренко, 1980). В качестве показателя продуктивности принято использовать величину чистой первичной продукции (*NPP*). По данным (Швиденко, Щепашенко, 2014), в среднем для России, *NPP* одного квадратного метра южно-таёжного леса больше, чем у большинства других биоклиматических зон на территории страны, за исключением лесов умеренной зоны (Таблица 17). На ЕТР *NPP* южной тайги ниже, чем у лесов умеренной зоны и степи, однако больше, чем в других биоклиматических зонах. В среднем, продуктивность южно-таёжных лесов ЕТР превышает средние показатели продуктивности для южно-таёжных лесов России, а также среднюю продуктивность всех лесов ЕТР и России в целом.

Таблица 17. Чистая первичная продукция (*NPP*) в различных биоклиматических зонах на территории России по данным (Швиденко, Щепашенко, 2014).

Зона	<i>NPP</i> [гС·м <sup>-2</sup> ·год <sup>-1</sup> ]	
	ЕТР	Вся Россия
Тундра	312	224
Лесотундра, редкостойная тайга, северная тайга	311	233
Средняя тайга	403	292
Южная тайга	547	446
Леса умеренной зоны	665	525
Степь	581	439
Полупустыни и пустыни	456	352
<b>В среднем по всем зонам</b>	<b>454</b>	<b>316</b>

Нужно заметить, что средняя продуктивность южно-таёжных лесов планеты по оценкам (Ito, Oikawa, 2004) значительно ниже, чем во многих других биоклиматических зонах (например, вечнозелёных и листопадных тропических лесах или саваннах). Для наземных биомов *NPP* изменяется в широком диапазоне (Таблица 18). Наиболее продуктивными являются тропические леса и леса умеренной зоны. Продуктивность бореальных лесов, а также лугов и кустарников умеренной зоны значительно уступают по величине *NPP* лесам умеренной зоны и среднему показателю для всех биомов мира.

Таблица 18. Чистая первичная продукция (*NPP*) различных биомов по (Prentice et al., 2001; Beer et al., 2010).

<b>Биом</b>	<b><i>NPP</i> [гС·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup>]</b>
Тропические леса	1251.4
Леса умеренной зоны	778.9
Бореальные леса	189.8
Тропические саванны и луга	539.9
Луга и кустарники умеренной зоны	393.3
Пустыни и полупустыни	126.4
Тундра	89.3
Пахотные земли	303.7
<b>В среднем, по всем биомам</b>	<b>419.3</b>

Экспериментальное определение *NPP* НЕ и СВ не производился в рамках настоящего исследования, однако для сравнения порядка величин *NPP* НЕ и СВ с результатами других исследований этот показатель можно приблизительно оценить, используя известное соотношение (Beer et al., 2010):

$$NPP \approx GPP/2 \quad (52)$$

Расчёты показали, что *NPP* НЕ составило около 706.8 гС·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup> в 2016 г., 782.1 гС·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup> в 2017 г. и 858.6 гС·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup> в 2018 г. Таким образом, оценки *NPP* НЕ оказались выше оценок, полученных для южной тайги ЕТР (Швиденко, Щепаченко, 2014) и сопоставимы больше с оценками для лесов умеренной зоны. Различия оценок *NPP* может объясняться сразу несколькими причинами. Во-первых, различной методикой получения оценок, во-вторых значительной вариации показателей продуктивности в пределах биоклиматической зоны, в-третьих различиями условий внешней среды, включая погодные условия в перечисленные годы и влияние потепления климата на ЕТР в последние десятилетия и связанное с ним изменение продуктивности лесных экосистем, что затрудняет сравнение оценок, полученных в разные годы.

В период 06.05 – 18.10 в НЕ были получены оценки *NPP*, также сопоставимые с оценками для лесов умеренной зоны: 659.4 гС·м<sup>-2</sup> в 2016 г., 711.7 гС·м<sup>-2</sup> в 2017 г. и 766.7 в 2018 г., а на СВ 388.7, 510.3 и 708.2 гС·м<sup>-2</sup> в 2016, 2017 и 2018 гг., соответственно. Таким образом, величина *NPP* НЕ указанного периода достигала более 93% годовой величины *NPP* в 2016 г., свыше 91 % в 2017 г. и около 89% в 2018 г. На СВ величина *NPP* была ниже на 41%

в 2016 г., на 28% в 2017 г. и на 8% в 2018 г. При этом оценка *NPP* уже в первый год зарастания была близка к величинам, характерным для южно-таёжных лесов. Снижение *NPP* после нарушения является характерным для многих лесных экосистем (Cao, Woodward, 1998). В первые годы зарастания сплошная вырубка в условиях южной тайги ЕТР зарастает различными видами травянистой растительности, что объединяет фитоценоз нарушенной лесной экосистемы с сообществами луговой растительности. Луга также отличаются высокой продуктивностью и характеризуются значительным разбросом оценок *NPP*. Например, по данным (Титлянова, Шибарева, 2019) *NPP* в экосистемах лугов может варьировать от 450 до 1400 гС·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup>.

Таким образом, изменение функции НЕ в качестве источника или стока CO<sub>2</sub> для атмосферы является типичным и для других хвойных и хвойно-широколиственных лесов северного полушария. Как правило, различия *NEE* между зрелым древостоем и сплошной вырубкой в первые годы после нарушения определяются различиями *GPP*. В рамках настоящего исследования было получено, что различия *NEE* нарушенной и ненарушенной экосистем в первые три года зарастания могут определяться как различиями *GPP*, так и *TER*. Для сплошной вырубки неморального ельника в южной тайге юго-запада Валдайской возвышенности характерны высокие темпы восстановления *GPP*, превышающие темпы восстановления *GPP* в других нарушенных экосистемах хвойных и широколиственных лесов. Экспериментальные исследования потоков CO<sub>2</sub> в других нарушенных экосистемах хвойных и широколиственных лесов в условиях умеренного климата показывают, что *NEE* сплошных вырубков варьирует от -0.1 до 8.5 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, *TER* от 0.7 до 10.2 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, а *GPP* от 0.3 до 4.4 гС·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. Отношение *GPP/TER* для СВ находится в рамках диапазона изменчивости данного показателя для других нарушенных лесных экосистем, при этом отношение *GPP/TER* для НЕ оказалось ниже характерных для хвойных и широколиственных лесов значений. Оценка соотношения компонентов *TER* на основе (Уравнение 51) показывает, что в НЕ вероятно преобладание автотрофного дыхания, а на СВ гетеротрофного, что является характерным и для других экосистем хвойных и широколиственных лесов. Величины потоков *TER* и *GPP*, полученные на СВ, оказались выше оценок других экспериментальных исследований, что подтверждается и сравнением результатов измерений методом закрытых камер. Величины *NPP* СВ и НЕ, полученные на основе расчёта *GPP*, в указанные годы были выше средних оценок *NPP* для южной тайги ЕТР и сопоставимы со средними величинами *NPP* для лесов умеренной зоны. Полученный значительный разброс экспериментальных оценок потоков CO<sub>2</sub> на экосистемном и локальном уровнях осреднения для нарушенных лесных экосистем связан с тем, что величины потоков формируются под влиянием взаимодействия различных биотических и абиотических факторов: микроклимата, характеристик почвы, содержанием питательных

веществ, последствий нарушений в прошлом и динамикой зарастания (Paul-Limoges et al., 2015).

### 6.2.2 Зависимость *TER* и *GPP* от факторов внешней среды

Среди параметров окружающей среды в качестве предикторов *TER* чаще всего используется  $T_s$  и  $T_a$ , а также *SWC* (Richardson et al., 2006). В условиях достаточной влагообеспеченности основным внешним фактором *TER* лесной экосистемы является температура воздуха и почвы. В первые два года наблюдений чувствительность *TER* НЕ к изменению температуры воздуха и почвы была выше, чем на СВ, а на третий год, наоборот, меньше. В большинстве проведённых ранее исследований было показано, что чувствительность как экосистемного, так и почвенного дыхания увеличивается с возрастом древостоя, будучи минимальной на свежей сплошной вырубке и максимальной в зрелом древостое (Humphreys et al., 2006; Mkhabela et al., 2009; Payeur-Poirier et al., 2012; Striegl, Wickland, 1998; Zha et al., 2009). В ряде работ сообщается о незначительных изменениях чувствительности экосистемного и почвенного дыхания к температуре воздуха и почвы в годы восстановления экосистемы (Aguilos et al., 2014; Giasson et al., 2006), а иногда и между нарушенной и ненарушенной экосистемами (Bergeron et al., 2008). Рост величины  $Q_{10}$  по мере восстановления растительного покрова часто связывают с ростом вклада автотрофного дыхания (Zha et al., 2009). Кроме того, недостаток или избыток влаги может лимитировать дыхание почвы и всей экосистемы в целом (Clark et al., 1998; Ma et al., 2013; Молчанов и др., 2017; Zha et al., 2009). Определить влияние увлажнения почвы на величину *TER* или почвенного дыхания, бывает достаточно трудно (Davidson et al., 1998; Paul-Limoges et al., 2015) как для зрелых древостоев, так и для нарушенных лесных экосистем (Drewitt et al., 2002; Humphreys et al., 2006; Paul-Limoges et al., 2015). Например, Drewitt et al. (2002) заметил, что установить связь между дыханием и увлажнением почвы в лесах разного возраста бывает затруднительно из-за отрицательной корреляции *SWC* и  $T_s$ .

В рамках настоящего исследования средняя, за период, величина  $Q_{10}$  в НЕ варьировала от 3.0 до 5.1 (при использовании температуры почвы) и от 2.1 до 3.0 (при использовании температуры воздуха). На СВ средняя величина  $Q_{10}$  изменялась от 2.9 до 4.0 (при использовании температуры почвы) и от 1.9 до 3.7 (при использовании температуры воздуха). Рост чувствительности дыхания на вырубке к третьему году может быть связан как с увеличением биомассы вырубке, а следовательно, и увеличением автотрофного дыхания, так и с активизацией разложения крупных древесных остатков и мёртвой биомассы травянистой растительности, появившейся в предыдущие годы зарастания. Полученные величины соответствуют диапазону изменчивости этого показателя для биома бореальных лесов (3.2 – 5.0) и лесов умеренной зоны (1.1 – 5.6) (Chen, Tian, 2005), а также результатам,

полученным на основе измерения экосистемного и почвенного дыхания в нарушенных и ненарушенных лесных экосистемах (Bergeron et al., 2008; Giasson et al., 2006; Humphreys et al., 2006 и др.). В частности, Kowalski et al. (2003) получил величину  $Q_{10}=2.37$  на свежей вырубке сосны приморской в Ландах (Франция). Pauteur-Poirier et al. (2012) рассматривал зависимость почвенного дыхания от температуры почвы на зарастающих сплошных вырубках ели чёрной в штате Квебек (Канада) и получил  $Q_{10}$  2.91 для 8-летнего древостоя, 3.75 для 23-летнего древостоя и 3.80 для зрелого древостоя. Различия оценок  $Q_{10}$  могут варьировать и в зависимости от типа нарушения. Так Mkhabela et al. (2009) показал, что чувствительность  $TER$  к температуре почвы на зарастающих гаях выше, чем на зарастающих вырубках сосны Банка в Канаде. Для почвенного дыхания на сплошной вырубке сосны обыкновенной Kulmala et al. (2014) было получено, что коэффициент  $Q_{10}$ , напротив, был выше, чем на соответствующей ей гари и в зрелом древостое в первые 3 года после нарушения, варьируя в диапазоне от 2.49 до 4.84.

В рамках настоящего исследования чувствительность  $TER$  к температуре почвы оказалась выше, чем к температуре воздуха. Это согласуется с результатами (Chen, Tian, 2005). Как замечают авторы (Chen, Tian, 2005), именно температура почвы является лучшим предиктором  $Q_{10}$ . Кроме того, чувствительность дыхания к изменению температуры зависит и от диапазона температур, используемого для определения величины  $Q_{10}$  (Luan et al., 2013). Так, согласно (Chen, Tian 2005), максимальные величины  $Q_{10}$  наблюдаются в диапазоне от 5 до 10 °С. Для бореальных лесов это порядка 4.2, а для лесов умеренной зоны до 3.3. При более высоких температурах чувствительность дыхания к росту температуры воздуха и почвы резко уменьшается.

Для сравнения оценок экосистемного дыхания с учётом различий, вызванных реакцией  $TER$  на изменение температуры воздуха и почвы, удобно использовать коэффициент  $R_{10}$ . Чаще всего  $R_{10}$  рассчитывается на основе температуры почвы. В рамках настоящего исследования средние за период май — октябрь величины  $R_{10}$ , полученные на основе  $T_s$ , на СВ варьировали в диапазоне от 3.57 до 5.28  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а в НЕ от 4.16 до 4.32  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . Похожие величины были получены Korhikoski et al. (2019) для заболоченной вырубки сосны обыкновенной в Финляндии: 4.48  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в первый год зарастания и 4.01 во второй. Для вырубки сосны Банка в Канаде (Mkhabela et al., 2009) на второй год зарастания была получена величина  $R_{10}=1.05$   $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а на третий год 0.80  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ .  $R_{10}$  у соответствующего вырубке зрелого древостоя было выше и составило в указанные годы 2.81 и 2.35  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  соответственно. То же самое было отмечено Pauteur-Poirier et al. (2012) для вырубки и зрелого древостоя ели чёрной 9-го года зарастания в Канаде: 2.48  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  на вырубке и 3.32 в лесу. Напротив, на сплошной вырубке псевдотсуги Мензиса 2-го года зарастания в Канаде  $R_{10}$  было выше (4.8  $\text{мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ ), чем

у соответствующего зрелого древостоя ( $2.4 \text{ мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ). Полученные в рамках настоящего исследования, оценки величины  $R_{10}$  соответствует диапазону вариации этого показателя для еловых и лиственных лесов, произрастающих в условиях умеренного климата. Для сфагново-черничного ельника, расположенного в пределах 2 км от НЕ,  $R_{10}$  по данным (Milyukova et al., 2002) изменялся от 2 до 5  $\text{мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Анализ результатов пульсационных измерений в лиственных и хвойных лесах Дании, Швеции, Финляндии и Исландии позволил Lindroth et al. (2008) определить диапазон  $R_{10}$  от 2.49 – 5.75  $\text{мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Для лиственничников в северо-восточной части Азии — на территории России, Монголии, Японии и Китая  $R_{10}$  составил от 1.1 до 6.6  $\text{мкмоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  (Takagi et al., 2015).

Внешними факторами, определяющими образование первичной продукции, являются температура воздуха и почвы, наличие доступной для растений влаги, дефицит насыщения водяного пара и поступление солнечной радиации. Именно условия поступления солнечной радиации являются наилучшим предиктором первичной продукции (Stoy et al., 2014 b) в отсутствие дефицита влаги в почве и в воздухе. Для восстанавливающейся после нарушения лесной экосистемы другим важным фактором является наличие фотосинтезирующей фитомассы. Большинство предыдущих экспериментальных исследований было показано, что вместе с возрастом древостоя увеличиваются параметры гиперболической световой кривой Михаэлиса-Ментена, определяющие эффективность использования света растительностью при фотосинтезе ( $\alpha$ ) и точку насыщения световой энергией ( $\beta$ ). Таким образом, сплошная вырубка значительно снижает эффективность использования света экосистемой в создании первичной продукции (Coursolle et al., 2012; Mkhabela et al., 2009; Zha et al., 2009). При этом, по мере зарастания вырубки, как правило, наблюдается рост параметров световой кривой ( $\alpha$  и  $\beta$ ) от года к году (Korkiakoski et al., 2019; Mathys et al., 2013; Williams et al., 2014). Для сезонного хода, большинством исследователей указывается на максимальные значения параметров в середине лета как в нарушенных, так и ненарушенных лесных экосистемах (Kowalski et al., 2003; Krasnova et al., 2019; Paul-Limoges et al., 2015). Однако, в первый год после нарушения из-за недостатка растительности на вырубке сезонные максимумы могут смещаться и на более поздние месяцы (Paul-Limoges et al., 2015).

В настоящем исследовании было получено, что для СВ уже в конце первого вегетационного периода после нарушения параметры световых кривых ( $\alpha$  и  $\beta$ ) были выше, чем для НЕ, и последующие годы эффективность использования света в первичной продукции на СВ была больше, чем в НЕ, за исключением апреля, что объясняется небольшим количеством растительности на СВ в начале вегетационного периода. В отдельные месяцы на СВ наблюдались величины параметра  $\alpha$  выше, чем в НЕ, но при этом величины параметра  $\beta$  — ниже, чем в НЕ. Подобный эффект отмечался (Uri et al., 2019) для

вырубки 6-го года зарастания и зрелого древостоя сосны обыкновенной в Эстонии. Высокая эффективность использования солнечной энергии в первичной продукции на СВ может объясняться быстрыми темпами зарастания высокопродуктивной травянистой растительностью, а также благоприятными условиями температурно-влажностного режима для фотосинтеза (доступность влаги, низкие величины дефицита насыщения водяного пара, диапазон температур). В условиях климата юго-запада Валдайской возвышенности именно температура воздуха в годовом балансе может лимитировать первичную продукцию, однако в вегетационный период наблюдаются температуры, близкие к оптимальным для фотосинтеза, т.е. от 15 до 25 °С и максимумом поглощения CO<sub>2</sub> около 15 – 16°C (Giasson et al., 2006; Lamhamedi, Bernier, 1994).

В течение трёх лет измерений в обеих экосистемах увеличивалась эффективность использования воды при фотосинтезе (*WUE*), причём на СВ рост происходил намного быстрее (от 3.07 до 3.37 г·кг<sup>-1</sup> в НЕ и от 2.53 до 3.76 на СВ). В первые два года *WUE* было выше, чем на СВ, что согласуется с результатами других экспериментальных исследований. Например, Mkhabela et al. (2009) наблюдал увеличение *WUE* с возрастом древостоя сосны Банка на территории штата Саскачеван (Канада). На сплошной вырубке 2 – 3 гг. зарастания *WUE* было порядка 0.52 – 0.57 г·кг<sup>-1</sup>. В то же время в зрелом лесу *WUE* составляло 2.05 – 2.39 г·кг<sup>-1</sup>. Как правило, на свежих сплошных рубках наблюдаются величины *WUE* намного меньшие, чем в соответствующих им зрелых древостоях, при этом как было показано (Coursolle et al., 2006) для лесных экосистем, представленных различными возрастами древесной растительности, максимальные величины *WUE* могут наблюдаться у относительно молодых древостоев (20 – 40 лет) (9.0 – 14.4 г·кг<sup>-1</sup>), у более старых показатели могут быть значительно ниже (4.6 – 10.5).

В ненарушенных лесах *WUE* изменяется в достаточно узком диапазоне. McCaughey et al., (2006) для ненарушенных смешанных хвойно-широколиственных лесов в Северной Америке приводит оценки *WUE* порядка 2 – 2.5 г·кг<sup>-1</sup>. Kljun et al., (2007) для древостоев ели чёрной и осины сообщает о *WUE* в диапазоне 4.62 – 3.12 г·кг<sup>-1</sup>. По данным Brümmer et al. (2012) для большинства хвойных и широколиственных лесов в Канаде *WUE* составляет около 3.0 – 3.7 г·кг<sup>-1</sup>. Для лесов Европы Reichstein et al. (2007) получил диапазон изменчивости *WUE* в пределах 1 – 6 г·кг<sup>-1</sup>. Для зрелого древостоя ели сибирской (*Picea obovata* Ledeb.) в летние месяцы на территории республики Коми (Загирова, Михайлов, 2019) были получены величины *WUE* около 3.1 – 4.1 г·кг<sup>-1</sup>, а для близлежащего древостоя сосны обыкновенной 2.7 – 3.1 г·кг<sup>-1</sup>. Небольшая дисперсия величины *WUE* зрелых древостоев на уровне сезонных и межгодовых изменений свидетельствует о лимитирующем влиянии устьичной проводимости на величину *ET* и *GPP* (Brümmer et al., 2012).

Относительно меньшие величины  $WUE$  в молодых древостоях Mkhabela et al. (2009) связывает со значительным вкладом физического испарения и меньшей доли транспирации в величину суммарного испарения по сравнению со зрелым лесом. Однако ряд исследований на территории Северной Америки показывает, что нарушенная лесная экосистема может зарастать такими видами растительности, которые используют воду намного эффективней тех, что преобладали в флористическом составе фитоценоза до нарушения, увеличивая при этом транспирацию в пересчёте на единицу площади листа и снижая сток (Hornbeck et al., 1997; Jones, Post, 2004; Keenan, Kimmins, 1993; Swank et al., 2001). При этом нужно учесть, что на уровне годовых сумм хвойные леса способны потреблять воды больше, чем широколиственные леса, за счет холодного времени года (весна, осень, зима).

Анализ литературных источников показал, что чувствительность  $TER$  к температуре, чувствительность  $GPP$  к количеству солнечной радиации, а также  $WUE$  увеличиваются по мере восстановления нарушенной лесной экосистемы. Полученные величины  $Q_{10}$  и  $R_{10}$  соответствуют оценкам других экспериментальных исследований в нарушенных и ненарушенных экосистемах хвойных и хвойно-широколиственных лесов. В частности, при использовании температуры почвы величина  $Q_{10}$  оказывается выше, чем при использовании температуры воздуха.

### 6.3 Выводы по главе

1. Вырубка в первые три года зарастания является источником  $CO_2$  для атмосферы, в то время как неморальный ельник может быть как источником, так и стоком  $CO_2$  для атмосферы в зависимости от погодных условий вегетационного периода.
2. Сплошная вырубка приводит к снижению валовой первичной продукции ( $GPP$ ) лесной экосистемы. В период с мая по октябрь  $GPP$  на сплошной вырубке была ниже на 41% в первый год зарастания, на 28% во второй и на 8% в третий.
3. Вырубка леса изменяет экосистемное дыхание ( $TER$ ). В первые два года зарастания  $TER$  на сплошной вырубке было ниже, чем в неморальном ельнике на 1%, во второй год на 14%, а на третий больше на 38%.
4. Межгодовая изменчивость сезонных сумм  $NEE$  на сплошной вырубке определялась как межгодовой изменчивостью  $TER$ , так и  $GPP$ , в то время, как межгодовая изменчивость сезонных сумм  $NEE$  неморального ельника определялась преимущественно межгодовой динамикой  $GPP$ .

5. Сплошная вырубка приводит к изменению соотношения между депонированием и эмиссией  $\text{CO}_2$  в сезонной динамике. В неморальном ельнике величины  $NEE < 1$  наблюдается уже в конце зимы и в начале весны, а на сплошной вырубке  $GPP$  начинает превышать  $TER$  только после схода снежного покрова и оттаивания верхнего горизонта почвы.
6. Вырубка леса приводит к снижению суточной амплитуды  $GPP$  и  $NEE$  в вегетационный период.
7. Вырубка леса снижает чувствительность  $TER$  к изменению температуры воздуха и почвы и эффективность использования света и воды растительностью при фотосинтезе.
8. Полученные оценки средних суточных сумм  $GPP$  и  $TER$  на СВ для периода май — октябрь первых трёх лет зарастания сплошной вырубке в условиях европейской южной тайги превышают оценки, полученные в рамках других экспериментальных исследований на свежих сплошных вырубках хвойных и широколиственных лесов в Северной Америке и Евразии.
9. Полученные в рамках настоящего исследования величины отношения  $GPP/TER$  сплошной вырубке соответствуют диапазону изменчивости данного показателя в других нарушенных лесных экосистемах на территории Азии, Европы и Северной Америки.

## Заключение и основные выводы

Обеспечение устойчивой работы в течение трех лет исследования двух эколого-климатических станций, расположенных в ненарушенном (условно) неморальном ельнике и на сплошной вырубке в условиях южной тайги европейской части России, позволило получить для двух экосистем количественные оценки обменных с атмосферой экосистемных потоков тепла, влаги и диоксида углерода, а также составляющих радиационного баланса и широкого спектра метеорологических параметров. Расположение двух станций в рельефе, одинаковые климатические и почвенные условия, близкий видовой состав растительности до вырубки леса позволяют с определенной долей допущений оценить роль сплошной вырубки в трансформации климаторегулирующих функций лесной экосистемы. Использование стандартизированных методов измерений, обработки и интерпретации результатов, применяемых на международной сети станций наблюдений за потоками парниковых газов FLUXNET, обеспечило сопоставимость данных собственных наблюдений с результатами, получаемыми по аналогичной методике на других станциях. В дополнение к выводам по каждой главе ниже изложены научные результаты и выводы в соответствии с поставленными задачами исследования.

1. Сплошная вырубка неморального ельника в условиях южной тайги ЕТР ведёт к формированию более низких величин радиационного баланса по сравнению с лесной экосистемой, что связано с ростом альбедо деятельной поверхности после удаления древостоя. Радиационный баланс сплошной вырубки в период с мая по октябрь был ниже радиационного баланса неморального ельника на 39% в первый год зарастания, на 33% — во второй и на 20% — в третий. Полученные оценки изменения радиационного баланса согласуются с результатами экспериментальных исследований на вырубках в условиях бореальных лесов Северной Америки, Европы и Азии.

Сплошная вырубка в условиях южной тайги ЕТР снижает диссипацию лучистой энергии и связанной с ней продукции термодинамической энтропии, что соответствует принципу максимума продукции энтропии, согласно которому продукция энтропии экосистемы минимальна на ранних стадиях сукцессии и максимальна на поздних. Основным

фактором снижения продукции энтропии является рост величины альbedo деятельной поверхности после вырубки.

2. Специфика изменения теплового баланса в результате вырубки проявляется, главным образом, в уменьшении потоков явного и скрытого тепла. Поток явного тепла на сплошной вырубке в период с мая по октябрь был ниже на 34%, 46% и 37% в первый, второй и третий годы зарастания соответственно, а затраты тепла на суммарное испарение (также, как и суммарное испарение) ниже на 37%, 28% и 23%. В структуре теплового баланса затраты тепла на суммарное испарение за вегетационный период превышают поток явного тепла и являются наибольшей расходной компонентой теплового баланса как сплошной вырубки, так и ненарушенного (условно) неморального ельника в условиях южной тайги ЕТР. Средняя за период (06.05 – 18.10) величина отношения Боуэна (отношения потока явного тепла к затратам тепла на суммарное испарение) в неморальном ельнике изменялась от 0.41 до 0.50, а на сплошной вырубке от 0.30 до 0.53.

3. В первые годы зарастания, экосистема сплошной вырубки в условиях южной тайги ЕТР является источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы. За рассматриваемый период (06.05 – 18.10) суммы чистого экосистемного обмена составили  $553 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в первый год зарастания,  $197 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  — во второй и  $453 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  — в третий. Полученные оценки отношения сумм валовой первичной продукции к экосистемному дыханию ( $GPP/TER$ ) для сплошной вырубки в южной тайге ЕТР соответствуют диапазону изменчивости данного показателя для сплошных вырубков, расположенных в условиях хвойных и широколиственных лесов Северной Америки, Европы и Азии. Средняя величина отношения  $GPP/TER$  для периода (06.05 – 18.10) на сплошной вырубке в условиях южной тайги ЕТР составило 0.58 в первый год зарастания, 0.84 – во второй и 0.76 — в третий, а в неморальном ельнике соответственно 0.98, 1.01 и 1.14. По данным литературных источников отношение  $GPP/TER$  на сплошных вырубках первых трёх лет зарастания может изменяться от 0.1 до 0.9.

4. Вырубка леса в условиях южной тайги ЕТР не приводит к изменению преобладающих факторов внешней среды, оказывающих влияние на величину суммарного испарения. Влияние аэродинамических факторов на величину суммарного испарения больше, чем радиационных как в неморальном ельнике, так и на сплошной вырубке. Вырубка приводит к увеличению эффективности использования воды при фотосинтезе ( $WUE$ ) в вегетационный период и увеличению коэффициента эффективности использования света при фотосинтезе в летние месяцы. Средняя величина  $WUE$  на сплошной вырубке составила  $3.15 \text{ гС}\cdot\text{мм}^{-1}$  в первый год зарастания,  $3.78 \text{ гС}\cdot\text{мм}^{-1}$  во второй и  $4.30 \text{ гС}\cdot\text{мм}^{-1}$  в третий, а в неморальном ельнике соответственно 3.07, 3.26 и  $3.37 \text{ гС}\cdot\text{мм}^{-1}$ .

Таким образом, в рамках настоящего исследования впервые для южной тайги ЕТР на основе экспериментальных наблюдений за экосистемными потоками тепла, влаги и  $\text{CO}_2$

были получены оценки трансформации климаторегулирующих функций лесных экосистем в результате вырубки. Показано, что сплошная вырубка в условиях южной тайги ЕТР приводит к существенным изменениям ЭМО ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) на уровне экосистемы.

Результаты настоящего исследования могут быть использованы для уточнения региональных оценок теплового, водного и углеродного баланса южно-таёжных лесов ЕТР с учётом антропогенного воздействия, а также для уточнения параметров и верификации современных моделей, описывающих процессы переноса энергии и вещества в системе «почва — растительность — атмосфера».

Учитывая недостаток экспериментальных данных об ЭМО нарушенных лесных экосистем на территории России для исследования влияния пространственной неоднородности абиотических и биотических факторов, специфики антропогенных нарушений на динамику и масштабы изменчивости экосистемных потоков тепла, влаги и диоксида углерода необходимо расширение экспериментальных эколого-климатических наблюдений на территории РФ.

**Список сокращений и условных обозначений**

ЕТР	Европейская территория России
НЕ	Неморальный ельник
МСК	Московское время
МТП	Метод турбулентных пульсаций
НИР	Научно-исследовательская работа
ПВХ	Поливинилхлорид
ПРАП	Математическая модель сопряжённого описания процессов в системе почва-растительность-атмосфера-перенос
СВ	Сплошная вырубка
ФАР	Фотосинтетически активная радиация
ЦЛГПБЗ	Центрально-Лесной государственный природный биосферный заповедник
ЭМО	Энерго- и массообмен

## Словарь терминов

**Альbedo естественной поверхности** — характеристика отражательной способности поверхности почвы, воды, снега, растительности и т.д. (Хромов, Мамонтова, 1974)

**Валовая первичная продукция (*GPP*)** — весь углерод, поглощаемый при первичной продукции (Кудеяров и др., 2007).

**Зона охвата** — участок земли с наветренной, относительно приборов, стороны исследуемой территории, который непосредственно участвует в формировании турбулентного переноса, характеристики которого регистрируются приборами в соответствующий момент времени (Burba et al., 2016).

**Индекс листовой поверхности (*LAI*)** — отношение площади поверхности листьев к площади поверхности почвы, занимаемой фитоценозом (Уткин и др., 2008).

**Отношение Боуэна** — отношение между потоками явного (*H*) и скрытого (*LE*) тепла (Aubinet et al., 2012).

**Продукция энтропии** — количество энтропии, произведённой при любом необратимом процессе (в рамках данной работы — при преобразовании лучистой энергии солнечного света в тепловую).

**Поток скрытого тепла (*LE*)** — поток тепла в атмосфере, формирующийся при наличии внутри термодинамической системы пространственных неоднородностей удельного влагосодержания (Семенченко, 2002) (в рамках данной работы поток скрытого тепла рассматривается как затраты тепла на суммарное испарение).

**Поток явного тепла (*H*)** — поток тепла в атмосфере, обусловленный наличием пространственных неоднородностей удельного теплосодержания, т.е. градиентов температуры в воздушных массах и в системе атмосфера — подстилающая поверхность (Семенченко, 2002).

**Чистая экосистемная продукция (*NEP*)** — разность между валовой первичной продукцией (*GPP*) и экосистемным дыханием (*TER*) (Woodwell, Whittaker, 1968):

**Чистый экосистемный обмен (*NEE*)** — совокупность входящих и исходящих потоков  $\text{CO}_2$  в атмосферу (Charin et al., 2006). При  $NEE > 0$  экосистема является источником атмосферного  $\text{CO}_2$ , а при  $NEE < 0$  — стоком.

**Экосистемное дыхание** — дыхание всех организмов в экосистеме: автотрофов и гетеротрофов (Charin et al., 2006)

## Список литературы

1. Алилов Д. Р., Васенев И. И., Комарова Т. В. Влияние ветровала на пространственно-временную изменчивость почвенных потоков CO<sub>2</sub> в ельниках кислично-щитовниковых Центрально-лесного заповедника //АгроЭкоИнфо. – 2018. – №3(33) . – С. 17.
2. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: Высшая школа. – 1956. – 104 с.
3. Базаров И. П. Термодинамика: Учебник. 5-е изд., стер. СПб.: Лань. – 2010. – 384 с.
4. Белан Б. Д., Скляднева Т. К. Альbedo некоторых типов подстилающей поверхности Западной Сибири //Оптика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 18. – №. 8. – С. 727-730.
5. База данных ВНИИГМИ-МЦД «Аисори-М» URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (дата обращения: 28. 06. 2020).
6. Белонучкин В. Е. Краткий курс термодинамики – 2-е изд., перераб. и доп. М.: МФТИ. – 2010. – 164 с.
7. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат. – 1980. – 334 с.
8. Букварева Е. Н. Роль наземных экосистем в регуляции климата и место России в посткиотском процессе. М.: Т во науч. изданий КМК. – 2010. – 97 с.
9. Буренина Т. А., Овчинникова Н. Ф., Федотова Е. В. Изменение структуры водного баланса на вырубках черневой тайги Западного Саяна //География и природные ресурсы. – 2011. – №. 1. – С. 92-100.
10. ВМО. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм. Женева, 2017. – ВМО. – № 1203. –32 с.
11. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: изд-во Росгидромета. – 2014. – 1003 с.
12. Гинзбург А. С., Белова И. Н., Расплетина Н. В. Антропогенные потоки тепла в городских агломерациях //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук". – 2011. – Т. 439. – №. 2. – С. 256-259.

13. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. – М.: изд-во Росгидромета. – 2019. – 79 с.
14. Гаврильев П. П. Тепловой баланс леса и вырубки на севере Красноярского края //Гидроклиматические исследования в лесах Сибири: взаимоотношение леса и среды и методы их изучения. сборник. – 1967. – С. 53.
15. Готье С., Бернье П., Куулувайнен Т., Швиденко А., Щепашенко Д. Бореальные леса и глобальные изменения //Устойчивое лесопользование. – 2016. – №. 2(48). – С. 2-7.
16. Глаголев М. В., Филиппов И. В. Измерение потоков парниковых газов в болотных экосистемах. Ханты-Мансийск: Югорск. гос. ун-т. – 2011. – 220 с.
17. Димо В. Н., Тихонравова П. И. Теплофизические свойства дерново-подзолистых и дерново-палево-подзолистых почв //Почвоведение. – 1981. – №. 2. – С. 59-68.
18. Желтухин А. С., Огурцов С. С. Фотоловушки в мониторинге лесных млекопитающих и птиц. Тверь: Полипресс. – 2018. – 54 с.
19. Загирова С. В., Михайлов О.А. Обмен диоксида углерода и влаги в лесных экосистемах таёжной зоны в тёплый период года //Лесные экосистемы бореальной зоны: биоразнообразие, биоэкономика, экологические риски. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Красноярск, 26–31 августа 2019 г. Красноярск: ИЛ СО РАН. – 2019. – С. 126-128.
20. Замолодчиков Д.Г., Кобяков К.Н., Кокорин А.О., Алейников А.А., Шматков Н.М. Лес и климат. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). – 2015. – 40 с.
21. Замолодчиков Д., Краев Г. Влияние изменений климата на леса России: зафиксированные воздействия и прогнозные оценки //Устойчивое лесопользование. – 2016. – №. 4. – С. 23-31.
22. Зябченко С. С., Загуральская Л. М., Лазарева И. П. Динамика экологических процессов на сплошных концентрированных вырубках Северной Карелии //Лесоведение. – 1988. – №. 3. – С. 3-10.
23. Иванов В. В. Экологические последствия механизированных лесозаготовок в южной тайге Красноярского края //Лесоведение. – 2005. – №. 2. – С. 3-8.
24. Иванова Н. С., Быстрой Г. П. Модель формирования структуры древесного яруса на вырубках. Часть 1. Управляющие параметры //Аграрный вестник Урала. – 2010. – Т. 71. – №. 5. – С. 85.
25. Исаченко Т. И., Лавренко Е. М. Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, – 1980. – 429 с.
26. Карпачевский Л. О. Методика исследования интенсивности выделения CO<sub>2</sub> с поверхности почв //Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во МГУ. – 1977. – С. 217-224.

27. Карпов В. Г. (ред.). Структура и продуктивность еловых лесов южной тайги. Л.: Наука. – 1973. – 311 с.
28. Карпов В. Г. Факторы регуляции экосистем еловых лесов. Л.: Наука. – 1983. – 318 с.
29. Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика. – 2001. – 347 с.
30. Кудеяров В. Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А., Борисов А.В., Воронин П.Ю., Демкин В. А., Демкина Т.С., Евдокимов И. В., Замолотчиков Д.Г., Карелин Д.В., Комаров А.С., Курганова И.Н., Ларионова А.А., Лопес де Гереню В.О., Уткин А.И., Чертов О.Т. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука. – 2007. – 315 с.
31. Кузнецов М.А. Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы вырубок ельников с учетом условий технической нагрузки (пасека, волок) // Материалы докладов: XXIV Всероссийская молодежная научная конференция (с элементами научной школы), посвященная 55-летию Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр "Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук". – 2017. – С. 98-100.
32. Курбатова Ю.А., Ольчев А. Современные наземные методы исследования энерго- и массообмена в биогеоценозах //Биогеоценология в XXI веке: идеи и технологии. Чтения памяти академика В.Н. Сукачёва. XXIV. М.: Т-во научных изданий КМК. – 2017. – С. 115-132.
33. Курганова И. Н., Гереню В. О., Хорошаев Д. А., Мякшина Т. Н., Сапронов Д. В., Жмурин В. А., Кудеяров В. Н. Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение – 2020. – №. 10. – С.1220-1236.
34. Кухта А. Е., Румянцев Д. Е. Линейный и радиальный приросты сосны обыкновенной в Волжско-Камском и центрально- лесном государственных природных заповедниках // Вестник МГУЛ – Лесной вестник. – 2010. – №. 3. – С. 88-93.
35. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. VI. Гидродинамика. М.: Наука. – 1986. – 736 с.
36. Луганский Н. А., Залесов С. В., Луганский В. Н. Лесоведение и лесоводство. Термины, понятия, определения: учеб. пособие. Екатеринбург: Урал. гос. лесотехн. ун-т. – 2010. 128 с.
37. Мамкин, В. В., Авиллов, В. К., Иванов, Д. Г., Ольчев, А. В., Курбатова, Ю. А. Потоки CO<sub>2</sub> на сплошной вырубке в южной тайге Европейской территории России //Сибирский экологический журнал, – 2019. – №. 5. – С. 598–611.

38. Мелехов И. С. Лесоведение и лесоводство. М.: Лесн. пром-сть. – 1972. – 324 с.
39. Минаева Т. Ю., Истомина А.В., Абражко В.И., Баженова Т.П., Кораблёв Н.П., Кураева Е.Н., Куракина И.В., Пугачевский А.В., Русанович Н.Р., Шапошников Е.С. К изучению реакции биоты Центрально-Лесного заповедника на изменения климата // Влияние изменения климата на экосистемы. М.: Русский университет. – 2001. – С. 87-100.
40. Минаева Т. Ю., Трофимов С.Я., Чичагова О.А., Дорофеева Е.И., Сирин А.А., Глушков И.В., Михайлов Н.Д., Кромер Б. Накопление углерода в почвах лесных и болотных экосистем южного Валдая в голоцене // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. – 2008. – №. 5. – С. 607-616.
41. Молчанов А. А. Лес и климат. М.: Изд-во ан сср. – 1961. – Т. 1. – 961 с.
42. Молчанов А. Г., Курбатова Ю. А., Ольчев А. В. Влияние сплошной вырубki леса на эмиссию CO<sub>2</sub> с поверхности почвы // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. – 2017. – №. 2. – С. 190-196.
43. Монин А., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Часть I. М.: Наука. – 1965. – 640 с.
44. Национальная стратегия сохранения биоразнообразия России. М.: Министерство природных ресурсов РФ. – 2002. – 129 с.
45. Несмелова Е. И., Филиппова М. Г. Микроклиматология. Условия формирования микроклиматических режимов: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. Ун-та. – 1995. – 165 с.
46. Одум Ю. Экология: В 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир. – 1986. – 328 с.
47. Ольчев А. В., Курбатова, Ю. А., Татаринов, Ф. А., Молчанов, А. Г., Варлагин, А. В., Горшкова, И. И., Выгодская, Н. Н. Оценка первичной валовой и чистой продуктивности еловых лесов Центрально-Европейской части России с помощью полевых измерений и математической модели // Успехи современной биологии. – 2009. – Т. 129. – №. 6. – С. 565-577.
48. Ольчев А.В., Мамкин В.В., Авилов В.К., Байбар А.С., Иванов Д.Г., Курбатова Ю.А. Сезонная динамика потоков CO<sub>2</sub>, явного и скрытого тепла на свежей сплошной вырубке в южно-таежной зоне европейской части России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2017. – Т. 28, № 4. – С. 5-23.
49. Ольчев А. В., Ставиский Д. В. Параметризация эвапотранспирации для использования в мезометеорологической модели // Водные ресурсы. – 1990. – № 6. – С. 16-27.
50. Пажетнов В. С. Бурый медведь. М.: Агропромиздат. – 1990. – 215 с.

51. Пилецкая О. А. Эмиссия углекислого газа в нарушенных бореальных лесах //Сборник избранных статей по материалам научных конференций ГНИИ" Нацразвитие" (Санкт-Петербург, Январь 2019). СПб.: ГНИИ «Нацразвитие». – 2019. – С. 82-84.
52. Пугачевский А. В. Ценопопуляции ели: структура, динамика, факторы регуляции. Мн.: Навука і тэхніка. – 1992. – 204 с.
53. Пузаченко Ю. Г., Желтухин А. С., Козлов Д. Н., Кораблёв Н. П., Федяева М. В., Пузаченко М. Ю., Сиунова Е. В. Центрально-Лесной государственный природный биосферный заповедник: популярный очерк. М.: Изд-во Деловой мир. – 2007. – 80 С.
54. Пузаченко Ю. Г., Желтухин А. С., Сандлерский Р. Б. Анализ пространственно-временной динамики экологической ниши на примере популяции лесной куницы (*Martes martes*) //Журнал общей биологии. – 2010. – Т. 71. – №. 6. – С. 467-487.
55. Пузаченко Ю. Г., Котлов И. П., Сандлерский Р. Б. Анализ изменений ландшафтного покрова по данным мультиспектральной дистанционной информации в Центрально-Лесном заповеднике //Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – №. 3. – С. 5-18.
56. Пузаченко Ю. Г. Теоретико-методологические основы долговременных эколого-географических исследований на территории заповедников //Вопросы географии. – 2017. – №. 143. – С. 192-233.
57. Пятецкий Г. Е. Влияние избыточного увлажнения вырубок на всхожесть, прорастание семян и приживаемость всходов хвойных пород //Изв. Карельского и Кольского филиалов академии наук СССР. – 1958. – С. 141.
58. Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: ОГИЗ, Гос. изд-во геогр. лит-ры. – 1947. – 142 с.
59. Рыбальченко Н. Г., Цареградский П. В. Сплошные рубки и лесовосстановительный процесс на вырубках //Лесной вестник/Forestry bulletin. – 2011. – №. 3– С. 4–6.
60. Семенченко Б. А. Физическая метеорология. М.: Аспект Пресс. – 2002. – 415 с.
61. Скворцова Е. Б., Уланова Н. Г., Басевич В. Ф. Экологическая роль ветровалов. М.: Лесн. пром-сть. – 1983. – 192 с.
62. Смагин А. В. Кинетическая оценка газообмена между почвой и атмосферой камерно-статическим методом //Почвоведение. – 2015. – №. 7. – С. 824-824.
63. Смирнова О. В., Заугольнова, Л. Б., Евстигнеев, О. И., Коротков, В. Н., Ханина, Л. Г. Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия. СПб.: Российское ботаническое общество. – 1999. – 549 с.
64. Соколов А. И. Лесовосстановление на вырубках северо-запада России. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2006. – 215 с.

65. Сороченков В.Ф. Геологическое строение территории Центрального Лесного Государственного Заповедника //Труды Центрального Лесного Государственного Заповедника. Под редакцией Г.Л.Граве. Смоленск: ЗОКНИИ. – 1937. Выпуск II. С. 13-21.
66. Сукачѳв В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Петроград: Новая деревня. – 1923. – 127 с.
67. Сукачѳв, В.Н., Дылис Н.В. Программа и методика биогеоценотических исследований. М.: Наука. – 1966. – 334 с.
68. Титлянова А. А., Шибарева С. В. Поступление органического вещества в почву из травяных фитоценозов в зависимости от их положения на градиенте (катенном, широтно-зональном и континентальности) //Математическое моделирование в экологии. – 2019. – С. 209-210.
69. Уланова Н. Г., Жуковская О. В., Куксина Н. В., Демидова А. Н. Структура и динамика популяций березы бородавчатой (*betula pendula roth*) в наземновейниковых фитоценозах сплошных вырубок ельников в Костромской области //Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. – 2005. – Т. 110, – № 5. – С. 27–35.
70. Уланова Н. Г. Восстановительная динамика растительности сплошных вырубок и массовых ветровалов в ельниках южной тайги (на примере европейской части России) //Автореф докт. дисс. М.: МАКС Пресс. – 2006. – 47 с.
71. Уланова Н. Г. Механизмы сукцессий растительности сплошных вырубок в ельниках южной тайги //Актуальные проблемы геоботаники. III Всероссийская школа-конференция. Петрозаводск.: Карельский научный центр РАН – 2007. – С. 198-211.
72. Усольцев В. А. Биологическая продуктивность лесообразующих пород в климатических градиентах Евразии (к менеджменту биосферных функций лесов) //Екатеринбург: Уральский государственный лесотехнический университет. – 2016. – 384 с.
73. Уткин А.И., Ермолова Л.С., Уткина И.А. Площадь поверхности лесных растений: сущность, параметры, использование //Ин-т лесоведения РАН. – М.: Наука. – 2008. – 292 с.
74. Фейнман Р., Лейтон Р., Сендс М. Излучение. Волны. Кванты. Кинетика. Теплота. Звук. М.: АСТ. – 2019. – Т. 2. – 496 с.
75. Фѳдоров А. Н., Мачимура Т., Герасимов Е.Ю., Петров М.И., Константинов П.Я., Ивахана Г., Хаясака Х., Кушида К., Такакай Ф., Десяткин А., Сайто Х. Влияние пожаров на мерзлотные ландшафты в Центральной Якутии //Наука и образование. – 2008. – №. 4. – С. 64-72.

76. Филиппов Л.П. Явления переноса. М.: Изд-во МГУ. – 1986. – 120 с.
77. Флеров А.В. Некоторые сведения о новых и редких видах растений для бывшей Тверской губернии по материалам заповедника // Флора и фауна: Труды Центрального Лесного государственного заповедника. Вып. 1. Смоленск: ЗОКНИИ. – 1935. – С. 73-75
78. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат. – 1974. – 277 с.
79. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Московского ун-та. – 2006. – 582 с.
80. Швиденко А. З., Щепашенко Д. Г. Углеродный бюджет лесов России //Сибирский лесной журнал. – 2014. – №. 1. – С. 69-92.
81. Юзбеков А. К., Замолодчиков Д. Г., Иващенко А. И. Фотосинтез у ели европейской в лесных экосистемах экспериментального полигона “Лог Таежный” //Вестник Московского университета. Серия 16. Биология. – 2014. – №. 4. – С. 106-112
82. Adams R. S., Black T. A., Fleming R. L. Evapotranspiration and surface conductance in a high elevation, grass-covered forest clearcut //Agric. For. Meteorol. – 1991. – V. 56. – №. 3-4. – P. 173-193.
83. Aguilos M., Takagi K., Liang N., Ueyama M., Fukuzawa K., Nomura M., Kishida O., Fukazawa T., Takahashi H., Kotsuka C., Sakai R., Ito K., Watanabe Y., Fujinuma Y., Takahashi Y., Muragama T., Saigusa N., Sakai R. Dynamics of ecosystem carbon balance recovering from a clear-cutting in a cool-temperate forest. Agric. For. Meteorol. – 2014. – V. 197. – P. 26-39.
84. Alkama R., Cescatti A. Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover //Science. – 2016. – V. 351. – №. 6273. – С. 600-604.
85. Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome: FAO. – 1998. – V. 300. – №. 9. – P. D05109.
86. Amiro B. D. Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest. //Global Change Biol. – 2001. – V. 7. – P. 253-268.
87. Amiro B. D., Barr A. G., Black T. A., Iwashita H., Kljun N., McCaughey J. H., Morgenstern K., Murayama S., Nesic Z., Orchansky A. L., Saigusa N. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada //Agric. For. Meteorol., – 2006. – V.136. – P. 237-251.
88. Amiro B. D., Barr A. G., Barr J. G., Black T. A., Bracho R., Brown M., Chen J., Clark K. L., Davis K. J., Desai A. R., Dore S., Engel V., Fuentes J. D., Goldstein A. H., Goulden M. L., Kolb T. E., Lavigne M. B., Law B. E., Margolis H. A., Martin T., McCaughey J. H.,

- Misson L. , Montes-Helu M., Noormets A., Randerson J. T., Starr G., Xiao J. Ecosystem carbon dioxide fluxes after disturbance in forests of North America. //J. Geophys. Res. – 2010. – V.115, – P. G00K02.
89. Aoki I. Entropy law in aquatic communities and the general entropy principle for the development of living systems //Ecological Modelling. – 2008. – V. 215. – №. 1-3. – P. 89-92.
90. Arya P. S. Introduction to micrometeorology //International geophysics series. San Diego: Academic press. – 2001. – V. 79. – 447 p.
91. Aubinet M., Chermanne B., Vandenhaute M., Longdoz B., Yernaux M., Laitat E. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes //Agric. For. Meteorol. – 2001. – V. 108. – P. 293-315.
92. Aubinet M., Vesala T., Papale D. (ed.). Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis. Springer Science & Business Media. – 2012. – 438 p.
93. Baldocchi D. D., Hincks B. B., Meyers T. P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods //Ecology. – 1988. – V. 69. – №. 5. – P. 1331-1340.
94. Baldocchi D., Kelliher F. M., Black T. A., Jarvis P. Climate and vegetation controls on boreal zone energy exchange //Global Change Biology. – 2000. – V. 6. – №. S1. – P. 69-83.
95. Baldocchi D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future //Global change biology. – 2003. – V. 9. – №. 4. – P. 479-492.
96. Baldocchi D. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere—the state and future of the eddy covariance method //Global change biology. – 2014. – T. 20. – №. 12. – C. 3600-3609.
97. Baldocchi D. D. How eddy covariance flux measurements have contributed to our understanding of Global Change Biology //Global change biology. – 2020. – V. 26. – №. 1. – P. 242-260.
98. Bailey R. G. Explanatory supplement to ecoregions map of the continents //Environmental Conservation. – 1989. – V. 16. – №. 4. – P. 307-309.
99. Beer C., Reichstein M., Tomelleri E., Ciais P., Jung M., Carvalhais N., Rödenbeck C., Arain M.A., Baldocchi D., Bonan G.B., Bondeau A., Cescatti A., Lasslop G., Lindroth A., Lomas M., Luysaert S., Margolis H., Oleson K. W., Rouspard O., Veenendaal E., Viovy N., Williams C., Woodward I., Papale D., Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate //Science. – 2010. – V. 329. – №. 5993. – P. 834-838.

100. Bergeron O., Margolis H. A., Coursolle C., Giasson M. A. How does forest harvest influence carbon dioxide fluxes of black spruce ecosystems in eastern North America? //Agric. For. Meteorol., – 2008. – V. 148. – № 4. – P. 537-548.
101. Betts A. K., Ball J. H. Albedo over the boreal forest //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1997. – V. 102. – №. D24. – P. 28901-28909.
102. Betts R. A., Falloon P. D., Goldewijk K. K., Ramankutty N. Biogeophysical effects of land use on climate: Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change //Agricultural and forest meteorology. – 2007. – V. 142. – №. 2-4. – P. 216-233.
103. Bjornlund L. Deforestation. Compact Research: Energy and the Environment series. San Diego: Reference Point Press. – 2010. – 96 p.
104. Bonan G. B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests //Science. – 2008. – V. 320. – №. 5882. – P. 1444-1449.
105. Bradshaw C. J. A., Warkentin I. G. Global estimates of boreal forest carbon stocks and flux //Global and Planetary Change. – 2015. – V. 128. – P. 24-30.
106. Brown, J. M. Effect of Clearcutting a Black Spruce Bog on Net Radiation //For. Sci. – 1972. – V. 18, – P. 273-277.
107. Brunsell N. A., Schymanski S. J., Kleidon A. Quantifying the thermodynamic entropy budget of the land surface: Is this useful? //Earth System Dynamics. – 2011. – V. 2. – №. 1. – P. 87-103.
108. Brutsaert W. Evaporation into the atmosphere: Theory, History, and Applications. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. – 1982. – 301 p.
109. Brümmer C., Black A., Jassal R.S., Granta N.J., Spittlehouse D.L., Chen B., Nesic Z., Amiro B.D., Araine M.A., Barr A.G., Bourque G.P.-A., Coursolle C., Dunn A.L., Flanagan L.B., Humphreys E.R., Lafleur, Margolis H.A., McCaughey J.H., Wofsy S.C. How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems //Agricultural and Forest Meteorology. – 2012. – V. 153. – P.14-30.
110. Burba G. Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates. Lincoln.: LI-Cor Biosciences, – 2013. – 331 p.
111. Burba G., Kurbatova J., Kuricheva O., Avilov V., Mamkin V. Handbook for the Method of Turbulent Pulsations [Метод турбулентных пульсаций: Краткое практ. рук.]. LI-COR Biosciences, IPEE, Russian National Academy of Sciences. – 2016. – 223 p.
112. Cao M., Woodward F. I. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change //Nature. – 1998. – V. 393. – №. 6682. – P. 249-252.

113. Carlson D. W., Groot A., 1997. Microclimate of Clearcut, Forest Interior, and Small Openings in Trembling Aspen Forest //Agric. For. Meteorol. – V. 87. – P. 313-329.
114. Chapin F. S., Woodwell G.M, Randerson J.T., Lovett G.M., Rastetter E.B., Baldocchi D.D., Clark D.A., Harmon M.E., Schimel D.S., Valentini R., Wirth C., Aber J.D., Cole J.J., Goulden M.L., Harden J.W., Heimann M., Howarth R.W., Matson P.A., McGuire A.D., Melillo J.M., Mooney H.A., Neff J.C., Houghton R.A., Pace M.L., Ryan M.G., Running S.W., Sala O.E., Schlesinger W.H., Schulze E. D. Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and methods //Ecosystems. – 2006. – V. 9. – №. 7. – P. 1041-1050.
115. Chapin F.S., Randerson J.T, McGuire A.D., Foley J.A, Field C.B. Changing feedbacks in the climate– biosphere system // Front Ecol Environ. – 2008. – V.6. – №.6. – P.313– 320
116. Chapman E. Theoretical and Empirical Investigations of Ecosystem Development in Boreal Wetlands. Arizona State University. – 2015. – 192 p.
117. Chen H., Tian H. Q. Does a general temperature-dependent  $Q_{10}$  model of soil respiration exist at biome and global scale? //Journal of Integrative Plant Biology. – 2005. – V. 47. – №. 11. – P. 1288-1302.
118. Chen D., Loboda T. V., He T., Zhang Y., Liang S. Strong cooling induced by stand-replacing fires through albedo in Siberian larch forests //Scientific reports. – 2018. – V. 8. – №. 1. – P. 4821.
119. Cherubini F., Bright R. M., Strømman A. H. Site-specific global warming potentials of biogenic CO<sub>2</sub> for bioenergy: contributions from carbon fluxes and albedo dynamics //Environ Res. Lett. – 2012. – V.7. – №. 4. – P. 045902.
120. Clark K. L., Gholz H. L., Castro M. S. Carbon dynamics along a chronosequence of slash pine plantations in north Florida //Ecological Applications. – 2004. – V. 14. – №. 4. – P. 1154-1171.
121. Coursolle C., Margolis H.A., Alan G Barr, T Andrew Black, Brian D Amiro, J Harry McCaughey, Lawrence B Flanagan, Peter M Lafleur, Nigel T Roulet, Charles P.-A Bourque, M Altaf Arain, Steven C Wofsy, Allison Dunn, Kai Morgenstern, Alberto L Orchansky, Pierre Y Bernier, Jing M Chen, Joe Kidston, Nobuko Saigusa, and Newell Hedstrom Late-summer carbon fluxes from Canadian forests and peatlands along an east west continental transect //Canadian Journal of Forest Research. – 2006. – T. 36. – №. 3. – P. 783-800.
122. Coursolle C., Margolis H. A., Giasson M. A., Bernier P. Y., Amiro B. D., Arain M. A., Barr A.G., Black T.A., Goulden M.L., McCaughey J.H., Chen J. M., Dunn A.L., Grant R.F., Lafleur P.M. Influence of stand age on the magnitude and seasonality of carbon fluxes in Canadian forests //Agric. For. Meteorol. – 2012. – V. 165, – P. 136-148.

123. Dass P., Rawlins M. A., Kimball J. S., Kim Y. Environmental controls on the increasing GPP of terrestrial vegetation across northern Eurasia //Biogeosciences. – 2016. – V. 13. – №. 1. – P. 45-62.
124. Davidson E. C. A., Belk E., Boone R. D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest //Global change biology. – 1998. – V. 4. – №. 2. – P. 217-227.
125. de Groot R. S., Wilson M. A., Boumans R. M. J. A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services //Ecological economics. – 2002. – V. 41. – №. 3. – P. 393-408.
126. Dixon R. K., Solomon A. M., Brown S., Houghton R. A., Trexler M. C., Wisniewski J. Carbon pools and flux of global forest ecosystems //Science. – 1994. – V. 263. – №. 5144. – P. 185-190.
127. Dolman A. J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchepakova N., Chen T., van der Molen M.K., Marchesini L.B., Maximov T.C., Maksyutov S., Schulze E.-D. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods //Biogeosciences. – 2012. – V. 9. – №. 12. – P. 5323-5340.
128. Dragoni D., Schmid H.P., Grimmer C.S.B., Loescher H.W. (2007) Uncertainty of annual net ecosystem productivity estimated using eddy covariance flux measurements //J. Geophys. Res. Atmos. – 2007. – V. 112. – P. D17102.
129. Drewitt G. B., Black T.A., Nesic Z., Humphreys E.R., Jork E.M., Swanson R., Ethier G.J., Griffis T., Morgenstern K. Measuring forest floor CO<sub>2</sub> fluxes in a Douglas-fir forest //Agricultural and Forest Meteorology. – 2002. – V. 110. – №. 4. – P. 299-317.
130. Dunn A. L., Barford C. C., Wofsy S. C., Goulden M. L., Daube B. C. 2007. A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: Means, responses to interannual variability, and decadal trends //Global Change Biol. – 2007. – V.13 – № 3. – P. 577-590.
131. Eugster W., McFadden J.P., Chapin E.S. A comparative approach to regional variation in surface fluxes using mobile eddy correlation towers //Bound. Layer Meteorol. – 1997. – V. 85. – P. 293-307
132. Falge E., Baldocchi D., Tenhunen J., Aubinet M., Bakwin P., Berbigier P., Bernhofer C., Burba G., Clement R., Davis K.J., Elbers J.A., Goldstein A.H., Grelle A., Granier A., Guðmundsson J., Hollinger D., Kowalski A. S., Katul G., Law B.E., Malhi Y., Meyers T., Monson R.K., Munger J.T., Oechel W., Paw K. T. U., Pilegaard K., Rannik Ü., Rebmann C., Suyker A., Valentini R., Wilson K., Wofsy S. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements //Agric. For. Meteorol. – 2002. – V.113. – № 1. – P. 53-74.
133. FAO. The global forest resource assessment 2010. Rome: UN FAO. – 2010. – 340 p.

134. FAO. State of the World's Forests 2011. – 2011. Rome: UN FAO. – 179 p.
135. FAO. Global ecological zones for FAO forest reporting: 2010 Update //Rome: UN FAO. – 2012. – 42 p.
136. Fernandez I.J., Son Y., Kraske C.R., Rustad L.E., David M.B. Soil carbon dioxide characteristics under different forest types and after harvest //Soil Sci. Soc. Am. J. – 1993. – V. 57. – P. 1115–1121.
137. Finnigan J.J., Clement R., Malhi Y., Leuning R., Cleugh H.A. (2003) A re-evaluation of long-term flux measurement techniques – part I: averaging and coordinate rotation //Bound. Layer Meteorol. – 2003. – V. 107. – P.1–48.
138. Fisher J. B., Whittaker R. J., Malhi Y. ET come home: potential evapotranspiration in geographical ecology //Global Ecology and Biogeography. – 2011. – V. 20. – №. 1. – P. 1–18.
139. Foken T. The energy balance closure problem: an overview //Ecological Applications. – 2008. – V. 18. – №. 6. – P. 1351-1367
140. Foken T., Napo C. J. Micrometeorology. – Berlin : Springer, 2008. – V. 2. – 308 p.
141. Gauthier S., Bernier P., Kuuluvainen T., Shvidenko, A. Z., Schepaschenko D. G. Boreal forest health and global change //Science. – 2015. – V. 349. – №. 6250. – P. 819-822.
142. Ge Z.M., Kellomäki S., Peltola H., Zhou X., Väisänen H., Strandman H., 2013. Impacts of climate change on primary production and carbon sequestration of boreal Norway spruce forests: Finland as a model //Climatic change. – V. 118 – № 2. – P. 259–273.
143. Giasson M. A., Coursolle C., Margolis H. A. Ecosystem-level CO<sub>2</sub> fluxes from a boreal cutover in eastern Canada before and after scarification //Agric. For. Meteorol. – 2006. – V. 140. – № 1-4. – P. 23-40.
144. Gordon A. M., Schlentner R. E., Cleve K. V. Seasonal patterns of soil respiration and CO<sub>2</sub> evolution following harvesting in the white spruce forests of interior Alaska //Canadian Journal of Forest Research. – 1987. – V. 17. – №. 4. – P. 304-310.
145. Grant R. F., Barr A. G., Black T. A., Margolis H. A., McCaughey J. H., Trofymow J. A. Net ecosystem productivity of temperate and boreal forests after clearcutting - a Fluxnet-Canada measurement and modelling synthesis //Tellus Ser. B. – 2010. – V. 62 – №5. – P. 475-496.
146. Greco S., Baldocchi D. D. Seasonal variations of CO<sub>2</sub> and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest //Global Change Biology. – 1996. – V. 2. – №. 3. – P. 183-197.
147. Green J. K., Konings A. G., Alemohammad S. H., Berry J., Entekhabi D., Kolassa J., Lee J.-E., Gentine P. Regionally strong feedbacks between the atmosphere and terrestrial biosphere //Nature geoscience. – 2017. – V. 10. – №. 6. – P. 410-414.

148. Hirata R., Takagi K., Ito A., Hirano T., Saigusa N. The impact of climate variation and disturbances on the carbon balance of forests in Hokkaido, Japan //Biogeosciences. – 2014. – V. 11. – № 18. – P. 5139.
149. Holdaway R. J., Sparrow A. D., Coomes D. A. Trends in entropy production during ecosystem development in the Amazon Basin //Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. – 2010. – V. 365. – №. 1545. – P. 1437-1447.
150. Holdridge L. R. Determination of world plant formations from simple climatic data //Science. – 1947. – V. 105. – №. 2727. – P. 367-368.
151. Hornbeck, J. W. The Radiant Energy Budget of Clear-Cut and Forested Sites in West Virginia. //For. Sci. – 1970. – V. 16. – P. 139-145
152. Hornbeck J. W., Martin C. W., Eagar C. Summary of water yield experiments at Hubbard Brook experimental forest, New Hampshire //Canadian Journal of Forest Research. – 1997. – V. 27. – №. 12. – P. 2043-2052.
153. Hornung M., Newson M. Upland afforestation: influences on stream hydrology and chemistry //Soil Use Manage. – 1986. – Vol. 2. – P. 61-65.
154. Houghton R. A. Balancing the global carbon budget //Annu. Rev. Earth Planet. Sci. – 2007. – T. 35. – C. 313-347.
155. Hsieh C.I., Katul G.G., Chi T.W. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows //Advances in Water Resources – 2000. – V. 23. – P. 765-772.
156. Humphreys E. R., Black T. A., Morgenstern K., Cai T., Drewitt G. B., Nesic Z., Trofymow J. A. Carbon dioxide fluxes in coastal Douglas-fir stands at different stages of development after clearcut harvesting //Agric. For. Meteorol. – 2006. – Vol.140. – №1-4. – P. 6-22.
157. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge, New York.: Cambridge Univ. Press. – 2014. – 1585 p.
158. IPCC. Global Warming of 1.5° C: An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5° C Above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. – Intergovernmental Panel on Climate Change. – 2018. – 616 p.
159. IPCC C. C. Land: An IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes In Terrestrial Ecosystems. Intergovernmental Panel on Climate Change – 2019. – 1542 p.
160. Ito A., Oikawa T. Global mapping of terrestrial primary productivity and light-use efficiency with a process-based model //Global Environmental Change in the Ocean and on Land. – 2004. – P. 343-358.

161. Ivanov D.G., Avilov V.K., Kurbatova Y.A. CO<sub>2</sub> fluxes at south taiga bog in the European part of Russia in summer // *Contemp. Probl. Ecol.* – 2017. – V. 10. – № 2. – P. 97–104.
162. Jassal R. S., Black T. A., Cai T., Morgenstern K., Li Z., Gaumont Guay D. Nestic Z. Components of ecosystem respiration and an estimate of net primary productivity of an intermediate-aged Douglas-fir stand // *Agric. For. Meteorol.* – 2007. – V. 144. – P. 44–57.
163. Jensen H. E., Jensen K. H., Rosbjerg D. Plant water relationships and evapotranspiration // *Hydrological interactions between atmosphere, soil and vegetation.* – 1991. – P. 295-307.
164. Jones J. A., Post D. A. Seasonal and successional streamflow response to forest cutting and regrowth in the northwest and eastern United States // *Water Resources Research.* – 2004. – V. 40. – № 5. – P. W05203
165. Jørgensen S. E., Fath B.D., Bastianoni S., Marques J., Mueller F., Nors-Nielsen S., Patten B.C., Tiezzi E., Ulanowicz R.E., *A new ecology: systems perspective.* Amsterdam: Elsevier. – 2007. – 275 p.
166. Jung M., Reichstein M., Margolis H.A., Cescatti A., Richardson A.D., Arain M.A., Arneth A., Bernhofer C., Bona D. Chen J., Gianelle D., Gobron N., Kiely G., Kutsch W., Lasslop G., Law B.E., Lindroth A., Merbold L., Montagnani L., Moors E.J., Papale D., Sottocornola M., Vaccari F., Williams C. Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences.* – 2011. – V. 116. – P. G00J07.
167. Katul G., Hsieh C.-I., D. Bowling, Clark K., Shurpali N., Turnipseed A., Albertson J., Tu K., Hollinger D., Evans B., Offerle B., Anderson D., Ellsworth D., Voge C., Oren R. Spatial variability of turbulent fluxes in the roughness sublayer of an even-aged pine forest // *Bound. Layer Meteorol.* – 1999. – V.93 – P. 1-28.
168. Keenan, R. J., Kimmins, J. P. The ecological effects of clear-cutting // *Environmental Reviews.* – 1993. – V.1 – № 2. – P. 121-144.
169. Keenan R. J., Reams G. A., Achard F., de Freitas J. V., Grainger A., Lindquist. Dynamics of global forest area: Results from the FAO Global Forest Resources Assessment 2015 // *Forest Ecology and Management.* – 2015. – V. 352. – P. 9-20.
170. King A. D., Donat M.G., Lewis S.C., Henley B.J., Mitchell D.M., Stott P., Fischer E. M., Karoly D.J. Reduced heat exposure by limiting global warming to 1.5 C // *Nature Climate Change.* – 2018. – V. 8. – № 7. – P. 549-551.
171. Kleidon, A. Nonequilibrium thermodynamics and maximum entropy production in the Earth system // *Naturwissenschaften.* – 2009. – V. 96, – P. 1-25.
172. Kljun N., Calanca P., Rotach M., Schmid H. A simple parameterization for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology.* – 2004. – V. 112. – P.503-523.

173. Kljun N., Black T.A., Griffis T.J., Barr A.G., Gaumont-Guay D., Morgenstern K., McCaughey J.H., Nasic Z. Response of net ecosystem productivity of three boreal forest stands to drought //Ecosystems. – 2007. – V. 10. – №. 6. – P. 1039-1055.
174. Knohl A., Kolle O., Minayeva T. Y., Milyukova I. M., Vygodskaya N. N., Foken T., Schulze, E. D. Carbon dioxide exchange of a Russian boreal forest after disturbance by wind throw //Global Change Biology. – 2002. – V. 8. – №. 3. – P. 231-246.
175. Korkiakoski M., Tuovinen J.-P., Penttilä T., Sarkkola S., Ojanen P., Minkkinen K., Rainne J., Laurila T., Lohila G. Greenhouse gas and energy fluxes in a boreal peatland forest after clearcutting //Biogeosci. Discuss. – 2019. – V. 16. – P. 3703–3723.
176. Kolari P., Pumpanen J., Rannik Ü., Ilvesniemi H., Hari P., Berninger F. Carbon balance of different aged Scots pine forests in Southern Finland //Global Change Biol. – 2004. – V. 10. – № 7. – P1106-1119.
177. Kormann R., Meixner. F.X. An analytical footprint model for non-neutral stratification //Boundary-Layer Meteorol. – 2001. – V. 99. – P. 207–224.
178. Kowalski S., Sartore M., Burlett R., Berbigier P., Loustau D. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest //Global Change Biol. – 2003. – V. 9. № 7. – P. 1051-1065.
179. Krasnova A., Kukumägi M., Mander Ü., Torga R., Krasnov D., Noe S.M., Ostonen I., Püttsepp Ü., Killian H., Uri V., Lõhmus K., Sõber J., Soosaar K. Carbon exchange in a hemiboreal mixed forest in relation to tree species composition //Agric. For. Meteorol. – 2019. – V. 275. – P. 11-23.
180. Kruijt B., Elbers J.A., Von Randow C., Araujo A.C., Oliveira P.J., Culf A., Manzi A.O., Nobre A.D., Kabat P., Moors E.J. The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions //Ecological Applications. – V. 14 (sp4) – P. 101-113.
181. Kulmala L., Aaltonen H., Berninger F., Kieloaho A.-J., Levula J., Bäck J., Hari P., Kolari P., Korhonen J.F.J., Kulmala M., Nikinmaa E., Pihlatie M., Vesala T., Pumpanen J. Changes in biogeochemistry and carbon fluxes in a boreal forest after the clear-cutting and partial burning of slash //Agric. For. Meteorol. – 2014. – V. 188. – P. 33-44.
182. Kurbatova J., Li C., Varlagin A., Xiao X., Vygodskaya N. Modeling carbon dynamics in two adjacent spruce forests with different soil conditions in Russia //Biogeosciences. – 2008. – V. 5. – P. 969–980.
183. Kuricheva O., Mamkin V., Sandlersky R., Puzachenko J., Varlagin A., Kurbatova J. Radiative entropy production along the paludification gradient in the southern taiga //Entropy. – 2017. – V. 19. – №. 1. – P. 43.

184. Lamhamedi M. S., Bernier P. Y. Ecophysiology and field performance of black spruce (*Picea mariana*): a review //Annales des sciences forestières. – EDP Sciences. – 1994. – V. 51. – №. 6. – P. 529-551.
185. Landsberg J. L., Waring R. H. A generalised model of forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning //For. Ecol. Manage. – 1997. – V. 95. – P. 209–228.
186. Lasslop G., Reichstein M., Papale D., Richardson A. D., Arneth A., Barr A., Stoy P., Wohlfahrt, G. Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation // Glob. Chang. Biol. – 2010. – V. 16. – № 1. – P. 187–208.
187. Lejeune Q., Davin E.L., Gudmundsson L., Winckler J. Seneviratne S.I. Historical deforestation locally increased the intensity of hot days in northern mid-latitudes //Nature Climate Change. – 2018. – V. 8. – №. 5. – P. 386.
188. Levashova N. T., Muhartova J.V., Davydova M.A., Shapkina N. E., Oltchev A. V. The application of the theory of contrast structures for describing wind field in spatially heterogeneous vegetation cover //Moscow University Physics Bulletin. – 2015. – Vol. 70. – № 3. – P. 167-174.
189. Liang S., Guo S., Newell J. P., Qu S., Feng Y., Chiu A. S., Xu, M. Global drivers of Russian timber harvest //Journal of Industrial Ecology. – 2016. – V. 20. – №. 3. – P. 515-525.
190. Li Y., Zhao M., Motesharrei S., Mu Q., Kalnay E., Li S. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations //Nature communications. – 2015. – V. 6. – P. 6603.
191. Lin H., Cao M., Stoy P.C., Zhang, Y. Assessing self-organization of plant communities—A thermodynamic approach //Ecol. Model. – 2009. – V. 220. – P. 784–790.
192. Lin H., Cao M., Zhang Y. Self-organization of tropical seasonal rain forest in southwest China //Ecol. Model.. – 2011. – V. 222. – №. 15. – P. 2812-2816.
193. Lin H. Thermodynamic entropy fluxes reflect ecosystem characteristics and succession //Ecol. Model. – 2015. – V. 298. – P. 75-86.
194. Lin H., Fan Z., Shi L., Arain A., McCaughey H., Billesbach D., Siqueira M., Bracho R., Oechel W. The Cooling Trend of Canopy Temperature during the Maturation, Succession, and Recovery of Ecosystems //Ecosystems. – 2016. – V. 20. – № 2. – P. 406–415.
195. Lindroth A., Lagergren F., Aurela M., Bjarnadottir B., Christensen T., Dellwik E., Grelle A., Ibrom A., Johansson T., Lankreijer H., Launiainen S., Laurila T., Mölder M., Nikinmaa E., Pilegaard K., Sigurdsson B.D., Vesala T. Leaf area index is the principal scaling parameter for both gross photosynthesis and ecosystem respiration of Northern deciduous and coniferous forests //Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. – 2008. – V. 60. – №. 2. – P. 129-142.

196. Lindroth A., Mölder M., Lagergren F. Heat storage in forest biomass improves energy balance closure //Biogeosciences. – 2010. – V. 7. – №. 1. – P. 301-313.
197. Lloyd J., Taylor J. A. On the temperature dependence of soil respiration //Functional ecology. – 1994. – V. 8. – P. 315-323.
198. Lotka, A. J. Contribution to the energetics of evolution //Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. – 1922. – V. 8 – № 6. –P. 147-151.
199. Luan J., Liu S., Wang J., Zhu X Factors affecting spatial variation of annual apparent  $Q_{10}$  of soil respiration in two warm temperate forests //PloS one. – 2013. – V. 8. – №.5. – P. e64167.
200. Lukeš P., Stenberg P., Rautiainen M. Relationship between forest density and albedo in the boreal zone //Ecol. Model. – 2013. – V. 261. – P.74-79.
201. Lyons E.A., Jin Y., Randerson J.T., 2008. Changes in surface albedo after fire in boreal forest ecosystems of interior Alaska assessed using MODIS satellite observations //J. Geophys. Res. Biogeosciences. – 2008. – V.113. – P. G02012
202. Lytle D. E., Cronan C. S. Comparative soil CO<sub>2</sub> evolution, litter decay, and root dynamics in clearcut and uncut spruce-fir forest //For. Ecol. Manage. – 1998. – V.103. – № 2-3. – P. 121-128.
203. Ma Y., Geng Y., Huang Y., Shi Y., Niklaus P. A., Schmid B., He J. S. Effect of clear-cutting silviculture on soil respiration in a subtropical forest of China //Journal of Plant Ecology. – 2013. – V. 6. – №. 5. – P. 335-348.
204. Machimura T., Kobayashi Y., Hirano T., Lopez L., Fukuda M., Fedorov A. N. Change of carbon dioxide budget during three years after deforestation in eastern Siberian larch forest //J. Agric. Meteorol. – 2005. – V. 60. – №5. – P. 653-656.
205. Maes W. H., Pashuysen T., Trabucco A., Veroustraete F., Muys B. Does energy dissipation increase with ecosystem succession? Testing the ecosystem exergy theory combining theoretical simulations and thermal remote sensing observations //Ecol. Model. – 2011. – V. 222. – №. 23-24. – P. 3917-3941.
206. Makar'eva A. M., Gorshkov V. G. The forest biotic pump of river basins //Russian Journal of Ecology. – 2008. – V. 39. – №. 7. – P. 537.
207. Mamkin V., Kurbatova J., Avilov V., Mukhartova Y., Krupenko A., Ivanov D., Levashova N., Olchev A. Changes in net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub>, latent and sensible heat fluxes in a recently clear-cut spruce forest in western Russia: results from an experimental and modeling analysis //Environ. Res. Lett. – 2016. – V. 11. – № 12. – P.125012.
208. Mamkin V., Kurbatova J., Avilov V., Ivanov D., Kuricheva O., Varlagin A., Yaseneva I., Olchev A. //Agric. For. Meteorol. – 2019 a. – V.265. – P. 252-268.

209. Mamkin V. V., Mukhartova Y. V., Diachenko M. S., Kurbatova J. A. Three-year variability of energy and carbon dioxide fluxes at clear-cut forest site in the European southern taiga // *Geography, environment, sustainability*. – 2019 b. – V. 12. – №. 2. – P. 197-212.
210. Masseroni D., Corbari C., Mancini M. Limitations and improvements of the energy balance closure with reference to experimental data measured over a maize field // *Atmósfera*. – 2014. – V. 27. – №. 4. – P. 335-352.
211. Mathys A., Black T.A., Nesic Z., Nishio G., Brown M., Spittlehouse D.L., Fredeen A.L., Bowler R., Jassal R.S., Grant N.J., Burton P.J., Trofymow J.A., Meyer G. Carbon balance of a partially harvested mixed conifer forest following mountain pine beetle attack and its comparison to a clear-cut // *Biogeosciences*. – 2013. – V. 10. – №. 8. – P. 5451-5463.
212. Matthews B., Mayer M., Katzensteiner K., Godbold D.L., Schume H. Turbulent energy and carbon dioxide exchange along an early-successional windthrow chronosequence in the European Alps. // *Agric. For. Meteorol.* – 2017. – V. 232. – №. 15. – P. 576-594.
213. Mauder M., Foken T. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2006. – V. 15. – №. 6. – P. 597-609.
214. McCaughey J.H. A radiation and energy balance study of mature forest and clear-cut sites // *Boundary-Layer Meteorol.* – 1985. – V. 32. – P. 1-24.
215. McCaughey J.H. The albedo of a mature mixed forest and a clear-cut site at Petawawa, Ontario // *Agric. For. Meteorol.* – 1987. – V. 40. – №. 3. – P. 251-263.
216. McCaughey J. H., Pejam M. R., Arain M. A., Cameron D. A. Carbon dioxide and energy fluxes from a boreal mixedwood forest ecosystem in Ontario, Canada // *Agric. For. Meteorol.* – 2006. – V. 140. – №. 1-4. – P. 79-96.
217. McNaughton K. G., Jarvis P. G. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation // *Water deficits and plant growth*. – 1983. – V. 7. – P. 1-47.
218. Michaelis L., Menten M. L. Die kinetik der invertinwirkung // *Biochem. z.* – 1913. – V. 49. – №. 333-369. – P. 352.
219. Miedziejko E. M., Kędziora A. Impact of plant canopy structure on the transport of ecosystem entropy // *Ecological modelling*. – 2014. – V. 289. – P.15-25.
220. Migliavacca M., Meroni M., Manca G., Matteucci G., Montagnani L., Grassi G., Zenone T., Teobaldelli M., Godec I., Colombo R., Seufert G. Seasonal and interannual patterns of carbon and water fluxes of a poplar plantation under peculiar eco-climatic conditions // *Agric. For. Meteorol.* – 2009. – V. 149. – №. 9. – P. 1460-1476.
221. Migliavacca M., Reichstein M., Richardson A.D., Colombo R., Sutton M.A., Lasslop G., Wohlfahrt G., Tomelleri E., Carvalhais N., Cescatti A., Mahecha M.D., Montagnani L., Papale D., Zaehle S., Arain A., Arneth A., Black A.T., Dore S., Gianelle D., Helfter C.,

- Hollinger D., Kutsch W.L., Law B.E., Lafleur P.M., Nouvellon Y., Rebmann C., Ribeiro da Rocha H., Rodeghiero M., Rouspard O., Sebastià M.-T., Seufer G., Soussana J.-F., van der Molen M.K. Semiempirical modeling of abiotic and biotic factors controlling ecosystem respiration across eddy covariance sites // *Global Change Biology*. – 2011. – V. 17. – № 1. – P. 390-409.
222. Milyukova I. M., Kolle O., Varlagin A. V., Vygodskaya N. N., Schulze E. D., Lloyd J. Carbon balance of a southern taiga spruce stand in European Russia // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. – 2002. – V. 54. – № 5. – P. 429-442.
223. Millennium Ecosystem Assessment. *Ecosystems and Human Wellbeing: Biodiversity Synthesis*. Washington: World Resources Institute. – 2005. – 138 p.
224. Misson L., Baldocchi D.D., Black T.A., Blanken P.D., Brunet Y., Curiel Yuste J., Dorsey J.R., Falk M., Granier A., Irvine M.R., Jarosz N., Lamaud E., Launiainen S., Law B.E., Longdoz B., Loustau D., McKay M., Paw K.T., Vesala T., Vickersi D., Wilson K.B., Goldstein A.H. Partitioning forest carbon fluxes with overstory and understory eddy-covariance measurements: A synthesis based on FLUXNET data // *Agric. For. Meteorol.* – 2007. – V. 144. – № 1-2. – P. 14-31.
225. Mkhabela M. S., Amiro B.D., Barr A.G., Black T.A., Hawthorne I., Kidston J., McCaughey J.H., Orchansky A.L., Nesic Z., Sass A., Shashkov A., Zha T. Comparison of carbon dynamics and water use efficiency following fire and harvesting in Canadian boreal forests // *Agric. For. Meteorol.* – 2009. – V. 149. – № 5. – P. 783-794.
226. Monteith J., Unsworth M. *Principles of environmental physics: plants, animals, and the atmosphere*. Academic Press. – 2013. – 401 p.
227. Montgomery R.B. Vertical eddy flux of heat in the atmosphere // *J. Meteorol.* – 1948. – V. 5. – P. 265-274.
228. Mukhartova Y. V., Levashova N. T., Olchev A. V., Shapkina N. E. Application of a 2D model for describing the turbulent transfer of CO<sub>2</sub> in a spatially heterogeneous vegetation cover // *Moscow University Physics Bulletin*. – 2015. – V. 70. – № 1. – P. 14–21.
229. Murray F.W. On the computation of saturation vapor pressure // *J. Appl. Meteor.* – 1967. – V. 6. – P. 203-204.
230. Naveh Z., Whittaker R. H. Structural and floristic diversity of shrublands and woodlands in northern Israel and other Mediterranean areas // *Vegetatio*. – 1980. – V. 41. – № 3. – P. 171-190.
231. Nikitin M. A., Tatarinovich E. V., Rozinkina I. A., Nikitin A. E. Effects of deforestation and afforestation in the central part of the East European Plain on regional weather conditions // *Geography, environment, sustainability*. – 2019. – V. 12. – № 2. – P. 259-272.

232. Nikolov N. T., Massman W. J., Schoettle A. W. Coupling biochemical and biophysical processes at the leaf level: an equilibrium photosynthesis model for leaves of C3 plants //Ecol.Model. – 1995. – V. 80 – P. 205–235.
233. Norris C., Hobson P., Ibisch P. L. Microclimate and vegetation function as indicators of forest thermodynamic efficiency //Journal of Applied Ecology. – 2012. – V. 49. – №. 3. – P. 562-570.
234. Novenko E., Tsyganov A.N., Olchev A.V. Palaeoecological data as a tool to predict possible future vegetation changes in the boreal forest zone of European Russia: a case study from the Central Forest Biosphere Reserve //IOP Conf. Series: Earth Environ. Sci. – 2018. – V. 107. – P. 012104.
235. Novenko E. Y., Tarasov P. E., Olchev A. V. Special Issue «Climate-Vegetation Interaction: Natural Processes Versus Human Impact» //Geography, environment, sustainability. – 2019. – V. 12. – №. 2. – P. 128-131.
236. Obukhov A.M. Charakteristiki mikrostrukturny vetra v prizemnom sloje atmosfery (Characteristics of the micro-structure of the wind in the surface layer of the atmosphere) //Izv. AN SSSR ser. Geofiz. – 1951. – V.3. – P. 49-68.
237. Odum, E. P. The strategy of ecosystem development //Science. – 1969. V. 164. – № 3877. – P. 262– 270.
238. Odum H. T. Self-organization, transformity, and information //Science. – 1988. – V. 2421 – P. 1132-1139.
239. Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G. Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature //Ecol. Modell. – 2009. – V. 220. – № 21. – P. 3046-3056.
240. Olchev A.V., Mukhartova Yu.V., Levashova N.T., Volkova E.M., Ryzhova M.S., Mangura P.A. (2017). The Influence of the Spatial Heterogeneity of Vegetation Cover and Surface Topography on Vertical CO<sub>2</sub> Fluxes within the Atmospheric Surface Layer //Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2017. – V. 53. – № 5. – P. 539-549.
241. Olchev A. V., Rozinkina I. A., Kuzmina E. V., Nikitin M. A., Rivin, G. S. Influence of forest cover changes on regional weather conditions: estimations using the mesoscale model COSMO //IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – V. 107. – №. 1. – P. 012105.
242. Oliphant A. J., Grimmond C.S.B., Zutter H.N., Schmid H.P., Suc H.-B., Scott S.L., Offerle B., Randolph J.C., Ehman J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest //Agric. For. Meteorol. – 2004. – V. 126. – №. 3-4. – P. 185-201.
243. Olson D. M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V.N., Underwood E.C.U., d'Amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C., Allnutt

- T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K.R. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity //BioScience. – 2001. – V. 51. – №. 11. – P. 933-938.
244. Pan Y., Birdsey R.A., Fang J., Houghton R., Kauppi P.E., Kurz W.A., Phillips O.L., Shvidenko A., Lewis S.L., Canadell J.G., Ciais P., Jackson R.B., Pacala S.W., McGuire A.D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D. A large and persistent carbon sink in the world's forests //Science. – 2011. – V. 333. – №. 6045. – P. 988-993.
245. Panferov O., Sogachev A. Influence of gap size on wind damage variables in a forest //Agric. For. Meteorol. – 2008. – V. 148. – P. 1869-1881.
246. Patzek T. Thermodynamics of agricultural sustainability: The case of US maize agriculture //Crit. Rev. Plant Sci. – 2008. – V. 27. – P. 272–293.
247. Paul-Limoges E., Black T. A., Christen A., Nestic Z., Jassal R. S. Effect of clearcut harvesting on the carbon balance of a Douglas-fir forest //Agric. For. Meteorol. – 2015. – V. 203. – P. 30-42.
248. Pavelka M., Acosta M., Marek M. V., Kutsch W., Janous D. Dependence of the  $Q_{10}$  values on the depth of the soil temperature measuring point //Plant and soil. – 2007. – V. 292. – №. 1-2. – P. 171-179.
249. Payeur-Poirier J. L., Coursolle C., Margolis H. A., Giasson M. A. CO<sub>2</sub> fluxes of a boreal black spruce chronosequence in eastern North America //Agric. For. Meteorol. – 2012. – V. 153. – P. 94-105.
250. Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Koppen Geiger climate classification //Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2007. – V.11. – P. 1633–1644.
251. Peixoto J. P., Oort A. H., De Almeida M., Tomé A. Entropy budget of the atmosphere //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1991. – V. 96. – №. D6. – P. 10981-10988.
252. Penman H. L. Some physical aspects of assimilation and transpiration //Symposia Soc. Exptl. Biol. – 1951. – V. 5. – P. 115-129.
253. Pita G., Gielen B., Zona D., Rodrigues A., Rambal S., Janssens I. A., Ceulemans R. Carbon and water vapor fluxes over four forests in two contrasting climatic zones //Agric. For. Meteorol. – 2013. – V. 180. – P. 211-224.
254. Polley H. W., Gibson A. E., Fay P. A., Wilsey B. J. Biotic regulation of CO<sub>2</sub> uptake–climate responses: links to vegetation properties //Ecosystems. – 2016. – V. 19. – №. 8. – P. 1376-1385.

255. Potapov P., Yaroshenko A., Turubanova S., Dubinin M., Laestadius L., Thies C., Aksenov D., Egorov A., Yesipova Y., Glushkov I. Mapping the world's intact forest landscapes by remote sensing // *Ecology and Society*. – 2008. – V. 13. – № 2. – P. 51.
256. Potapov P. V., Turubanova S. A., Tyukavina A. Y., Krylov A. M. Forest cover dynamics at the end of the twentieth and the beginning of the twenty-first centuries // *European Russian Forests*. Dordrecht: Springer. – 2017. – P. 509-513.
257. Prentice I. C., Farquhar G.D., Fasham M.J.R., Goulden M.L., Heimann M., Jaramillo V.J., Kheshgi H.S., LeQuéré C., Scholes R.J., Douglas W.R. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide Climate Change 2001: The Scientific Basis (IPCC). Cambridge: Cambridge University Press. – 2001. – P. 185-237.
258. Price D.T., Alfaro R.I., Brown K.J., Flannigan M.D., Fleming R.A., Hogg E.H., Girardin M.P., Lakusta T., Johnston M., McKenney D.W., Pedlar J.H., Stratton T., Sturrock R.N., Thompson I.D., Trofymow J.A., Venier L.A. Anticipating the consequences of climate change for Canada's boreal forest ecosystems // *Environ. Rev.* – 2013. – V. 21. – P. 322–365.
259. Pypker T. G., Fredeen A. L. Ecosystem CO<sub>2</sub> flux over two growing seasons for a sub-Boreal clearcut 5 and 6 years after harvest // *Agric. For. Meteorol.* – 2002. – V.114. – № 1-2. – P. 15-30.
260. Priestley C. H. B., Taylor R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters // *Monthly weather review*. – 1972. – V. 100. – №. 2. – P. 81-92.
261. Prigogine I. Introduction to Thermodynamics of Irreversible Processes // *American Lecture Series*. – 1955. – V. 185. – 147 p.
262. Puzachenko Y., Sandlerisky R., Sankovski A. Methods of evaluating thermodynamic properties of landscape cover using multispectral reflected radiation measurements by the Landsat satellite // *Entropy*. – 2013. – V. 15. – P. 3970–3982.
263. Radler K., Oltchev A., Panferov O., Klinck U., Gravenhorst G. Radiation and temperature responses to a small clear-cut in a spruce forest // *The Open Geography Journal*. – 2010. – V. 3. – P. 103-114.
264. Rahmat A., Noda K., Onishi T., Senge M. Runoff characteristics of forest watersheds under different forest managements // *Reviews in Agricultural Science*. – 2018. – V. 6. – P. 119-133.
265. Rannik Ü., Altimir N., Raittila J., Suni T., Gaman A., Hussein T., Hölttä T., Lassiila H., Latokartano M., Lauri A., Natsheh A., Petäjä T., Storažmaa R., Yiä-Mella H., Keronen P., Berninger F., Vesala T., Hari P., Kulmala M. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over Scots pine forest and clearing // *Agric. For. Meteorol.* – 2002. – V. 111. – № 3. – P. 187-202.

266. Reichstein M. M., Falge E., Baldocchi D., Papale D., Aubinet M., Berbigier P., Bernhofer C., Buchmann N., Gilmanov T., Granier A., Grünwald T., Harránková K., Ilvesniemi H., Janous D., Knohl A., Laurila T., Lohila A., Loustau D., Matteucci G., Meyers T., Miglietta F., Ourcival J.-M., Pumpanen J., Rambal S., Rotenberg E., Sanz M., Tenhunen J., Seufert G., Vaccari F., Vesala T., Yakir D., Valentini R. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm // *Glob. Chang. Biol. Wiley Online Library*. – 2005. – V. 11. – № 9. – P. 1424–1439.
267. Reichstein M., Ciais P., Papale D., Valentini R., Running S., Viovy N., Cramer W., Granier A., Ogee J., Allard V., Aubinet M., Bernhofer Chr., Buchmann N., Carrara A., Grunwald T., Heimann M., Heinesch B., Knohl A., Kutsch W., Loustau D., Manca G., Matteucci G., Miglietta F., Ourcival J., Pilegaard K., Pumpanen J., Rambal S., Schaphoff S., Seufert G., Soussana J.-F., Sanz M.-J., Vesala T., Zhao M. Reduction of ecosystem productivity and respiration during the European summer 2003 climate anomaly: a joint flux tower, remote sensing and modelling analysis // *Global Change Biology*. – 2007. – V. 13. – № 3. – P. 634–651.
268. Richardson A. D., Braswell B.H., Hollinger D.Y., Burman P., Davidson E.A., Evans R.S., Flanagan L.B., Munger J.W., Savage K., Urbanski S.P., Wofsy S.C. Comparing simple respiration models for eddy flux and dynamic chamber data // *Agric. For. Meteorol.* – 2006. – V. 141. – № 2-4. – P. 219-234.
269. Roy V., Jeglum J. K., Plamondon A. P. Water table fluctuations following clearcutting and thinning on Wally creek wetlands // *Northern forested wetlands: ecology and management*. Boca Raton.: Lewis Publishers. – 1997. – P. 239-251.
270. Schaphoff S., Reyer C. P., Schepaschenko D., Gerten D., Shvidenko A. Tamm Review: Observed and projected climate change impacts on Russia's forests and its carbon balance // *Forest Ecology and Management*. – 2016. – V. 361. – P. 432-444.
271. Schrödinger E. What is life?: the physical aspect of the living cell; based on lectures delivered under the auspices of the Institute at Trinity College, Dublin, in February 1943. – Cambridge.: Cambridge University Press, – 1945. – 189 p.
272. Schuepp P., Leclerc M., Macpherson J., Desjardins R. Footprint Predictions of Scalar Fluxes from Analytical Solutions of the Diffusion Equation // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1990. – V. 50. – P. 355-373.
273. Schulze E. D., Vygodskaya N.N., Tchebakova N.M., Czimczik C.I., Kozlov D.N., Lloyd J., Mollicone D., Parfenova E., Sidorov K.N., Varlagin A.V., Wirth C. The Eurosiberian transect: an introduction to the experimental region // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. – 2002. – V. 54. – № 5. – P. 421-428.

274. Seidl R., Thom D., Kautz M., Martin-Benito D., Peltoniemi M., Vacchiano G., Wild J., Ascoli D., Petr M., Honkaniemi J., Lexer M.J., Trotsiuk V., Mairota P., Svoboda M., Fabrika M., Nagel T.A., Reyer C.P.O. Forest disturbances under climate change //Nature climate change. – 2017. – V. 7. – №. 6. – P. 395-402.
275. Silow E.A., Mokry A.V., Jørgensen S.E. Some applications of thermodynamics for ecological systems //Thermodynamics—Interaction Studies—Solids, Liquids and Gases Rijeka: InTech Open. – 2011. – P. 319-342.
276. Skene K. R. The energetics of ecological succession: A logistic model of entropic output //Ecological modelling. – 2013. – V. 250. – P. 287-293.
277. Snyder P. K., Delire C., Foley J. A. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate //Climate Dynamics. – 2004. – V. 23. – №. 3-4. – P. 279-302.
278. Soloway A. D., Amiro B. D., Dunn A. L., Wofsy S. C. 2017. Carbon neutral or a sink? Uncertainty caused by gap-filling long-term flux measurements for an old-growth boreal black spruce forest //Agric. For. Meteorol. – 2017. – V. 233. – P. 110-121.
279. Song Q., Lin H., Zhang Y., Tan Z., Zhao J., Zhao J., Zhang X., Zhou W., Yu L., Yang L., Yu G., Sun X. The effect of drought stress on self-organization in seasonal tropical rainforest //Ecol. Model. – 2013. – V. 265. – P. 136–139.
280. Steinborn W., Svirezhev Y. Entropy as an indicator of sustainability in agro-ecosystems: North Germany case study //Ecol. Model. – 2000. – V. 133. – P. 247–257.
281. Steffen W., Richardson K., Rockström J., Cornell S.E., Fetzer I., Bennett E.M., Biggs R., Carpenter S.R., de Vries W., de Wit C.A., Folke C., Gerten D., Heinke J., Mace G.M., Persson L.M., Ramanathan V., Reyers B., Sörlin S. Planetary boundaries: Guiding human development on a changing planet //Science. – 2015. – V. 347. – №. 6223. – P. 1259855.
282. Stoy P., Lin H., Novick K. A., Siqueira M., Juang, J. Y. The role of vegetation on the ecosystem radiative entropy budget and trends along ecological succession //Entropy. – 2014 a. – V. 16. – №. 7. – P. 3710-3731.
283. Stoy P. C., Trowbridge A. M., Bauerle W. L. Controls on seasonal patterns of maximum ecosystem carbon uptake and canopy-scale photosynthetic light response: contributions from both temperature and photoperiod //Photosynthesis research. – 2014 b. – V. 119. – №. 1-2. – P. 49-64.
284. Striegl R.G., Wickland K.P. Effects of a clear-cut harvest on respiration in a jack pine–lichen woodland //Can. J. For. Res. – 1998. – V. 28. – P. 534–539.
285. Sun G., Noormets A., Chen J., McNulty S. G. Evapotranspiration estimates from eddy covariance towers and hydrologic modeling in managed forests in Northern Wisconsin, USA //Agric. Forest Meteorol. – 2008. – V. 148. – №. 2. – P. 257-267.

286. Sun K., Tao L., Miller D. J., Zondlo M. A., Shonkwiler K. B., Nash C., Ham J. M. Open-path eddy covariance measurements of ammonia fluxes from a beef cattle feedlot // *Agric. For. Meteorol.* – 2015. – V. 213. – P. 193-202.
287. Sun Z., Wang X., Yamamoto H., Tani H., Zhong G., Yin S. An attempt to introduce atmospheric CO<sub>2</sub> concentration data to estimate the gross primary production by the terrestrial biosphere and analyze its effects // *Ecological indicators.* – 2018. – V. 84. – P. 218-234.
288. Sundqvist E., Vestin P., Crill P., Persson T., Lindroth A.,. Short-term effects of thinning, clear-cutting and stump harvesting on methane exchange in a boreal forest // *Biogeosciences.* – 2014. – V. 11. – P. 6095–6105.
289. Svirezhev Y. M. Thermodynamics and ecology // *Ecological Modelling.* – 2000. – V. 132. – №. 1-2. – P. 11-22.
290. Swank W. T., Vose J. M., Elliott K. J. Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment // *Forest Ecology and Management.* – 2001. – V. 143. – №. 1-3. – P. 163-178.
291. Swinbank WC. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere // *J. Meteorol.* – 1951. – V. 8. – P. 135-145.
292. Šantrůčková H., Kaštovská E., Kozlov D., Kurbatova J., Livečková M., Shibistova O., Tatarinov F., Lloyd J. Vertical and horizontal variation of carbon pools and fluxes in soil profile of wet southern taiga in European Russia // *Boreal Env. Res.* – 2010. – V. 15. – P. 357-369.
293. Takagi K., Hirata R., Ide R., Ueyama M., Ichii K., Saigusa N., Hirano T., Asanuma J., Li S.-G., Machimura T., Nakai Y., Ohta T., Takahashi Y. Spatial and seasonal variations of CO<sub>2</sub> flux and photosynthetic and respiratory parameters of larch forests in East Asia // *Soil science and plant nutrition.* – 2015. – V. 61. – №. 1. – P. 61-75.
294. Tramontana G., Jung M., Schwalm C. R., Ichii K., Camps-Valls G., Ráduly B., Reichstein M., Schwalm C.R., Arain M.A., Cescatti A., Kiely G., Merbold L., Serrano-Ortiz P., Sickert S., Wolf S., Papale D., Merbold L. Predicting carbon dioxide and energy fluxes across global FLUXNET sites with regression algorithms // *Biogeosciences.* – 2016. – V.13. – P. 4291-4313
295. Ueyama, M., Iwata, H., Harazono, Y. Autumn warming reduces the CO<sub>2</sub> sink of a black spruce forest in interior Alaska based on a nine-year eddy covariance measurement // *Global change biol.* – 2014. – V. 20. – № 4. – P. 1161-1173.
296. Ulanova N. G. The effects of windthrow on forests at different spatial scales: a review // *Forest Ecology and Management.* – 2000. – V. 135, № 1-3. – P. 155–167.

297. Uri V., Kukumägi M., Aosaara J., Varika M., Becker H., Aun K., Krasnova A., Morozova G., Ostonen I., Mander Ü., Lõhmus K., Rosenvald K., Kriiska K., Soosaar K. The carbon balance of a six-year-old scots pine (*Pinus sylvestris* L.) ecosystem estimated by different methods //Forest ecology and management. – 2019. – V. 433. – P. 248-262.
298. Valentini R. (ed.). Fluxes of carbon, water and energy of European forests. Springer Science & Business Media. – 2003. – 285 p.
299. Viterbo P., Betts A. K. Impact on ECMWF forecasts of changes to the albedo of the boreal forests in the presence of snow //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1999. – V. 104. – №. D22. – P. 27803-27810.
300. Vygodskaya N. N., Schulze E.-D., Tchepakova N.M., Karpachevskii L.O., Kozlov D., Sidorov K.N., Panfyorov M.I., Abrazko M.A., Shaposhnikov E.S., Solnzeva O.N., Minaeva T.Y., Jeltuchin A.S., Wirth C., Pugachevskii A.V. Climatic control of stand thinning in unmanaged spruce forests of the southern taiga in European Russia //Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. – 2002. – V. 54. – №. 5. – P. 443-461.
301. Wang S. Dynamics of surface albedo of a boreal forest and its simulation //Ecological Modelling. – 2005. – V. 183. – №. 4. – P. 477-494.
302. Weber M.G. Forest soil respiration after cutting and burning in immature aspen ecosystems //For. Ecol. Manage. – 1990. – V. 31., P. 1–14.
303. Whittaker R. H. Classification of natural communities //The Botanical Review. – 1962. – V. 28. – №. 1. – P. 1-239.
304. Wiesner S., Staudhammer C. L., Boring L. R. Quantifying energy use efficiency via entropy production: a case study from longleaf pine ecosystems //Biogeosciences. – 2019. – V. 16. – №. 8. – P. 1845-1863.
305. Williams C. A., Vanderhoof M. K., Khomik M., Ghimire B. Post-clearcut dynamics of carbon, water and energy exchanges in a midlatitude temperate, deciduous broadleaf forest environment //Global Change Biol. – 2014. – V. 20. – №. 3. – P. 992-1007.
306. Wilmott C.J., Feddema J.J. A more rational climatic moisture index //Prof. Geogr. – 1992. – V. 44. – P. 84–88.
307. Wilson K., Goldstein A., Falge E., Aubinet M., Baldocchi D.D., Berbigier P., Bernhofer C., Ceulemans R., Dolman H., Field C., Grelle A., Ibrom A., Law B. E., Kowalski A., Meyers T., Moncrieff J., Monson R., Oechel W., Tenhunen J., Verma S., Valentini R. Energy balance closure at FLUXNET sites //Agric. For. Meteorol. – 2002. – V. 113. – №. 1-4. – P. 223-243.
308. WMO. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. Geneva: World Meteorological Organization. – 2009. – 52 p.
309. Woodwell G. M., Whittaker R. H. Primary production in terrestrial ecosystems //American Zoologist. – 1968. – V. 8. – №. 1. – P. 19-30.

310. Wutzler T., Lucas-Moffat A., Migliavacca M., Knauer J., Sickel K., Šigut L., Menzer O., Reichstein M. Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc //Biogeosciences. – 2018. – V. 15. – №. 16. – P. 5015-5030.
311. Wenping Y., Liu S., Zhou G., Zhou G., Tieszen L.L., Baldocchi D., Bernhofer C., Gholz H., Goldstein A.H., Goulden M.L., Hollinger D.Y., Hu Y., Law B.E., Stoy P.C., Vesala T., Wofsy S.C. Deriving a light use efficiency model from eddy covariance flux data for predicting daily gross primary production across biomes //Agric. For. Meteorol. – 2007. – V. 143. – №. 3-4. – P. 189-207.
312. Zamolodchikov D.G., Grabovskii V.I., Shulyak P.P., Chestnykh O.V. Recent decrease in carbon sink to Russian forests //Doklady Biological Sciences. – 2017. – V. 476. – № 1. – P. 200-202.
313. Zha T., Barr A.G., Black T., McCaughey J.H., Bhatti J., Hawthorne I., Nesic Z. Carbon sequestration in boreal jack pine stands following harvesting //Global Change Biol. – 2009. – V. 15. – № 6. – P. 1475-1487.
314. Zhang X., Hegerl G., Zwiers F.W., Kenyon J. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes //J. Clim. – 2005. – V. 18. – P. 1641–1651.
315. Zhou L., Zhou G., Liu S., Sui X. Seasonal contribution and interannual variation of evapotranspiration over a reed marsh (*Phragmites australis*) in Northeast China from 3-year eddy covariance data //Hydrological Processes: An International Journal. – 2010. – V. 24. – № 8. – P. 1039-1047.

**Приложение 1. Таблица описаний профилей почвы фоновых участков на  
сплошной вырубке (СВ) и в неморальном ельнике (НЕ) (Автор:  
Иванов Д.Г.)**

Площадка	Горизонт	Глубина, см	Цвет	Грансостав	Новообразования, включения	Почва
СВ	Ad	0-2	10YR3/2	л. сугл	корни, опад	Дерново- палево- подзолистая
	AУ	2-17	10YR3/2	л. сугл	корни, камни	
	AEI	17-34	10YR5/4	супесь	Fe-Mn конкр., затеки, камни	
	BEI	34-53	5YR5/8	сугл тяж, опесч	Fe-Mn конкр., пятна, камни	
	BTg	53-82	2.5R4/8	легк глина	глеевые пятна, крупные камни	
	Cg	82↓	2.5R4/6	легк глина	глеевые пятна, крупные камни	
НЕ	Ad	0-3	5YR2.5/1	л. сугл	корни, опад	Дерново- подзолистая
	AУ	3-7	5YR2.5/1	л. сугл	корни	
	EI	7-24	5YR5/1	супесь	Fe-Mn конкр., корни	
	BEI	24-49	5YR6/3	ср. сугл.	Fe-Mn конкр.	
	BT1f	49-59	5YR6/6	т. сугл.		
	BT1	59↓	5YR5/6	т. сугл.		